

Collected Reprints

DD
P
B

LIBRARY

OCT 31 1960

FISH & WILDLIFE SERVICE

COLLECTED REPRINTS

VOLUME 6

OCEANOGRAPHICAL LABORATORY,
METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE

MABASHI, SUGINAMI,
TOKYO, JAPAN

June 1960



Digitized by the Internet Archive
in 2025

Contents

- 83) Unoki, S. : On the structure of ocean waves in tropical cyclones. *Proc. 5th Conf. Coastal Engineering, Japan*, 1958.
- 84) Abe, T. : Physical oceanographic significance of the foaming of sea water. *Applied Statistics in Meteorology*, 8 (3-4), 1958.
- 85) Abe, T. : On the whitecaps produced in a bay. *Journ. Mar. Meteor. Soc.*, 35 (1), 1959.
- 86) Unoki, S. : Wave climate at the ocean weather stations Tango and Extra in the North West Pacific. *Oceanogr. Mag.*, 10 (2), 1958.
- 87) Fukuoka, J. : On the variation of the Kuroshio current south of Honshu (Japanese Main Island). *Geophysical Mag.*, 28 (3), 1958.
- 88) Fukuoka, J. : A note on the ice and ocean conditions in the sea near Syowa Base in Antarctica. *Records Oceanogr. Works in Japan*, 5 (1), 1959.
- 89) Fukuoka, J. : The variations of the Kuroshio current in the sea south and east of Honshu (Japanese Main Island). *Oceanogr. Mag.*, 10 (2), 1958.
- 90) Nan'niti, T. : Relation between the velocity and the location of the front of the Kuroshio off the Tôhoku district. *Oceanogr. Mag.*, 10 (2), 1958.
- 91) Nan'niti, T. : Time variation of vorticity in the sea. *Pap. Met. Geophys.*, 10 (1), 1959.
- 92) Nan'niti, T. : A supplementary note to my previous paper "A theory of the mechanism of the generation of the cold water region in the offing of Enshûnada". *Pap. Met. Geophys.*, 10 (1), 1959.
- 93) Fukuoka, J. : On the periodicity of the variations of the oceanic conditions. *Journ. Mar. Meteor. Soc.*, 35 (1), 1959.
- 94) Nan'niti, T. : A new simple current profile recorder—Nan'niti-Iwamiya current meter—. *Journ. Oceanogr. Soc. Japan*, 15 (2), 1959.
- 95) Nan'niti, T. : On the structure of ocean currents III—A new Nan'niti-Iwamiya current meter and current profile observed by it—. *Pap. Met. Geophys.*, 10 (2), 1959.
- 96) Unoki, S. : An investigation on meteorological tides in the neighbouring seas of Japan (IV) : General features of regional distribution and seasonal variation. *Oceanogr. Mag.*, 11 (1), 1959.

- 97) Furuhata, T. : On the new automatic data processing "MERIAC-1-F". *Applied Statistics in Meteorology*, 10 (1), 1959.
- 98) Okuyama, K. and Unoki, S. : General description of storm tides on the coasts of Japan. *Journ. Meteor. Res.*, 11 (6), 1959.
- 99) Unoki, S. : Storm tides due to typhoons. *Shizen* (Nature in Eng.), 14 (12), 1959.
- 100) Unoki, S. : On seiches and long period waves in bays and ports. *Proc. 6th Conf. Coastal Engineering, Japan*, 1959.
- 101) Furuhata, T. : A new spectrum computer "MERIAC-1-F" *Journ. of Electrical Communication Institution, Japan*. 42 (11), 1959.
- 102) Furuhata, T. : A new EDP machine-MERIAC-1-F. *Office and Industrial Automation*, 2 (2-3), 1960.
- 103) Unoki, S. and Jo, M. : Possibility of the forecasting of giant waves outside Nagasaki Harbor caused by the typhoon Babs in August 1956. *Memo. Jap. Met. Agency*, 40 (4), 1959.

台風内の波浪の構造について

気象研究所海洋研究部 宇 野 木 早 苗

1. 緒 言

台風やハリケーンなどの熱帯性低気圧内の猛烈な暴風と怒とうの中で、組織的な波浪観測を実施することは非常に困難であるため、実際上の強い要請にもかかわらず、それら内部の波浪の構造が研究されることはきわめて少なかった。もちろん 1935 年の三陸沖における旧海軍第 4 艦隊の決死的観測にもとずく旧水路部の解析結果、あるいは大谷、荒川その他の諸先輩の熱心な研究によつて解明された点も多いが、なお疑問のまま残されている点も少なくない。他方、波浪の理論はいちじるしく進歩してきたが、台風の場合には風向風速の時間的場所的变化が急激なため、理論の基礎となつている定常風の仮定が必ずしも成立せず、かつ非線形の効果が未解決である現状では、理論のみにて実際の現象を推量することはむづかしい。

そこで著者は南方定点 (29°N , 135°E) と北方定点 (39°N , 153°E) の気象観測船およびアメリカ空軍の台風偵察機などで観測された 100 コ近くの台風について、波浪資料の解析と多少の理論的考察を行ない、不明確な点を明らかにし、相異なる意見を統一せんと努めた。この結果はすでに文末に記した文献に発表ずみのことであるが、概略をここに述べ 海岸工学関係で波浪に関心をもつておられる方々のご批判をお願いする次第である。ただし観測はすべて目測であり、その精度は十分に満足すべきものでなく、また台風の中心付近の資料はかなり限られているため、本報告中の諸数値は将来の正確な資料の集積によつて若干訂正さるべきこと、および観測された波高や周期は卓越波についての値であることをあらかじめお断わりしておく。

2. 波 高 の 分 布

図—1 は中心示度が 940~960 mb の間にある多数の台風の平均的波高分布を示す。分布の特徴はそのいちじるしい非対称性であつて、台風の進行方向に対して、その右後象限が最も荒く、左前象限が最もおだやかである。右後象限で最も波が発達していることはすでに Cline, 大谷, 荒川などによつて指摘されている。しかして、(1) 台風の右半円 (危険半円) は左半円 (可航半円) に比して風速が大きい、(2) 右半円では波の方向は台風の進行方向に近いので波が同一方向の風にさらされる時間と距離が長い、(3) 後半円ではそこで発生した風浪と、前半円で発生して取り残されているうねりとが重なり合い波高が増す、という諸条件が組み合わさつて上述のような分布をなしていると考えてよい。

しかし台風の速さによつて、すなわち波の速さとの大小関係によつて波高の分布はいちじるしく異なる。以下波の速度とあるはすべて群速度の意味である。なお二、三の書籍に台風のうねりは長波の速度で進むと書いてあるが、これは誤解であつて、理論の教えるごとく表面波の群速度で進んでいることも実証できる。図—2 によると、台風

が波より遅い場合 ($C: 0 \sim 20 \text{ km/h}$) には、高い波が台風の右前象限にまで進出し、全体として右半円が荒く左半円がおだやかである。しかし台風の方が速い場合 ($C > 40 \text{ km/h}$) には、前半円の波は取り残され後半円は前半円にくらべていちじるしく荒い。台風と波が近い速さの場合 ($C: 20 \sim 40 \text{ km/h}$) には、全体として波は最も発達し等波高線も円形に近い。

図—1 台風による波浪の平均的な波高の分布
(単位: m, 中心示度 940~960 mb の場合)

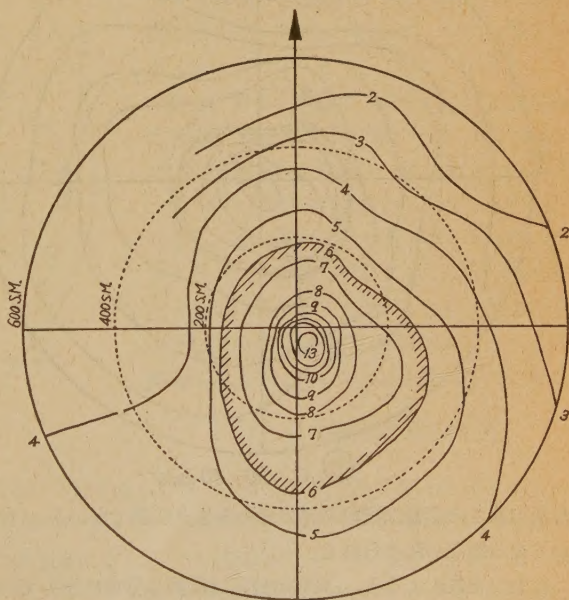
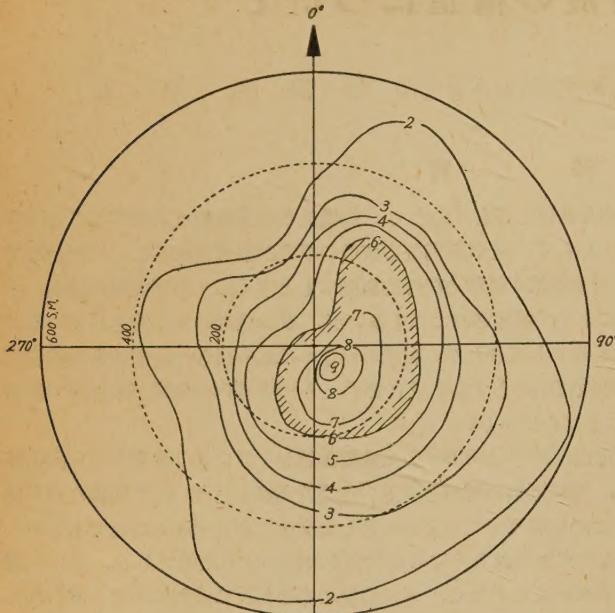
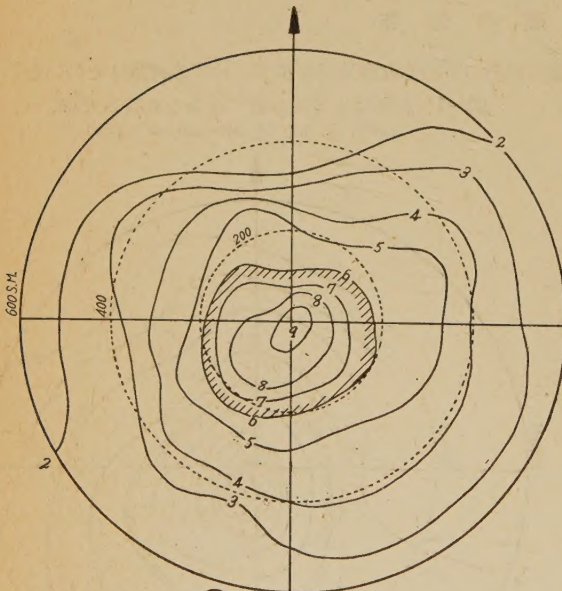


図-2 (a) 台風による波浪の波高分布の台風速度による差異
(単位: m, 中心示度 960~980 mb の場合 c: 台風速度)



(a) C: 0~20 km/hr

図-2 (b) 同上



(b) C: 20~40 km/hr

台風の速さの影響は資料不足のためあまり明瞭でないが、台風中心の前面では台風が速くなるにつれて周期が短くなる傾向が認められる。

以上の考察によると、周期の分布は波高の分布に比して一般に複雑であるが、傾向は一致しているといえる。象限および台風速度などの差異を無視した平均的な卓越周期の分布は、大略次のごとき実験式で表わされる。

$$\bar{T} = 48.5 - \frac{p_0}{25} - \frac{r}{250}$$

標準誤差は 1.4 sec 程度である。以上は卓越波についてであるが、実際は 7. で示すようにスペクトル構造をなし、他の多くの成分波が共存していることは留意するべきである。

以上の考察から、 $r > \epsilon$ の範囲で成立する波高の実験式として次の式を作った。

$$H = a \{ 1 + n \cos(\theta - \alpha) \} \times \frac{1 + \frac{\epsilon}{r_0}}{1 + \frac{r}{r_0}} \times \begin{cases} \frac{1}{7}(1030 - p_0); & 1000 > p_0 > 950, \\ 11.43 & ; p_0 < 950, \end{cases}$$

ただし、 H : 卓越波の波高 (m), p_0 : 台風の中心示度 (mb), r : 台風中心からの距離 (mile), θ : 台風中心の進行方向から時計まわりに測った角度, a, n, α は台風の数値に依存する定数(平均値では $a=1.02, n=0.20, \alpha=135^\circ$), ϵ は台風中心から最大波高域までの距離であるが簡単に $\epsilon=20$ mile とおき、また $r=200$ mile とした。この実験式にもとづいて計算図表も作製されているが、標準誤差は $H/4$ 程度でかなり大きい、大体的見当をうるには利用できるであろう。 $r < \epsilon$ の範囲のことは資料が少ないため実験式は作り得ないが、定性的なことは 5. で調べる。

なお Cline の説に従つて、台風の右前方では右半円の発達せる風浪が進んでくるため、最もいちじるしいうねりが見られると一般に信じられているが、しかしこれは台風の移動を考慮してないため誤解を招きやすく、実際には台風の外部における最もいちじるしいうねりは台風の前方よりむしろ後方に見られる例が多いのである。

3. 周期の分布

台風による波浪の周期分布の例を図-3に示す。右後象限の周期が一番発達して長く、左前象限の周期が短い。また中心に近い海域程卓越周期が長くなっている。なお中心示度が深い程周期が長いのはいうまでもない。台風内で最も数多く見出される周期は 7~11 sec であるが、これは台風のさい海岸近くの浅海で数多く観測される周期(例えば八丈島では 9~13 sec)にくらべて相当に短い。

図-2 (c) 台風による波浪の波高分布の台風速度による差異
(単位: m, 中心示度 960~980 mb の場合 c: 台風速度)

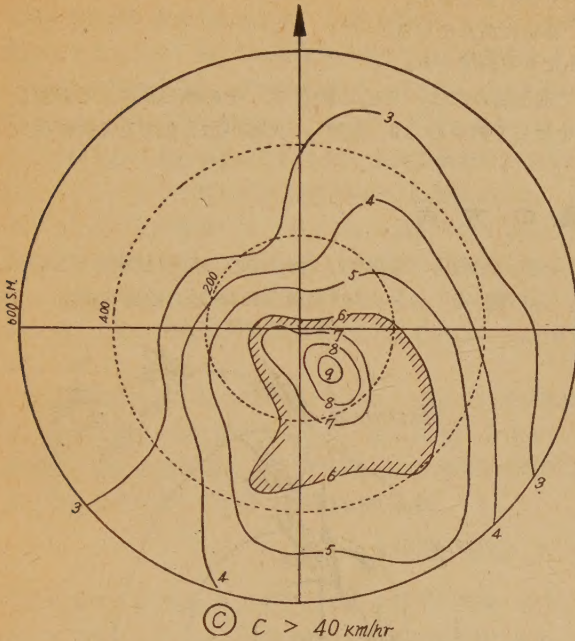


図-3 台風による波浪の平均的な周期の分布
(単位: sec, 中心示度 940~960 mb の場合)

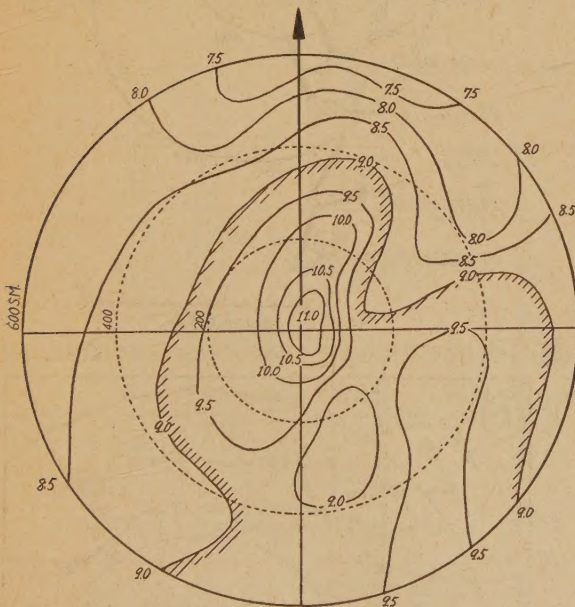
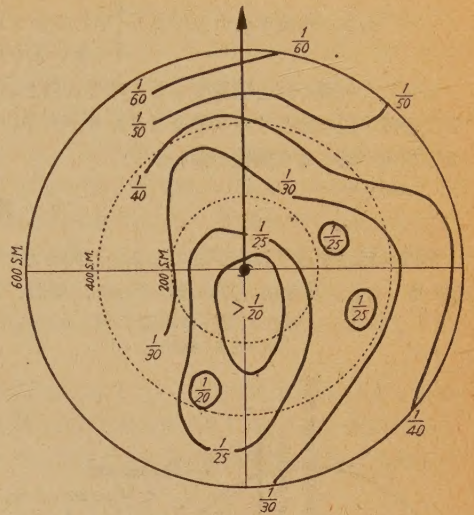


図-4 台風による波浪の平均的な粗度の分布
(中心示度 940~960 mb の場合)



4. 波の粗度と波令の分布

波長と波速の資料が無いので、周期の観測と表面波の理論式にもとずいて波長と波速を計算し、波の粗度 (wave steepness) と波令 (wave age) の大略の分布を求めた。粗度の分布の一例を図-4に示す。中心に近づくほど粗度は大きくなり、中心付近では $1/20$ 以上のものが多い。また前半円に比して後半円の波がいちじるしくけわしい。台風内でしばしば見られる波の粗度は $1/15 \sim 1/30$ のもので、 $1/10$ を超えることは少ない。

波令は粗度とは逆に、台風中心から遠いほど大きい。例えば中心示度が $960 \sim 980$ mb のとき、中心からの距離が $0 \sim 100$, $100 \sim 200$, $200 \sim 300$ mile 内の平均の波令は 0.60 , 0.81 , 0.95 である。波令が 0.4 より小さいような若い波、および $1.4 (= \beta_m)$ を超すような古い波は卓越波としては報告されてない。なおある波令に対する粗度の値は Sverdrup-Munk によつて半理論的に与えられたものより一般に低目である。

5. 台風眼内の海面状態

台風眼の中では風が微弱であるにもかかわらず四方から波が進入してくるため、巨大な三角波が起こつていると考えられていた。しかし大谷はこの考えを否定し、眼の中では単一方向に進むうねりのみが見られ、三角波は台風中心の後方で見られると述べている。その他種々の調査によると、台風眼内がおだやかな場合もあるが、一般に荒れている場合の方が多いという結果になつている。そこでこれらの船舶の報告や台風眼内の飛行機観測にもとずいて観測結果を整理してみたところ、台風が速いほど眼内の海の荒れ方が激しいという非常に興味深い事実が見出された。例えば眼内の海面は、台風の速さが 7 km/h のときは、'moderate' であるが、 20 km/h のときは 'confused' で、 36 km/h のときは 'very confused' という状態である。

この現象を説明するため、発達せるうねりが台風眼内に進入するに必要な条件を幾何学的に調べ、さらにこの

うねりが受けるべき風の履歴を考慮して、次のような結論を得た。

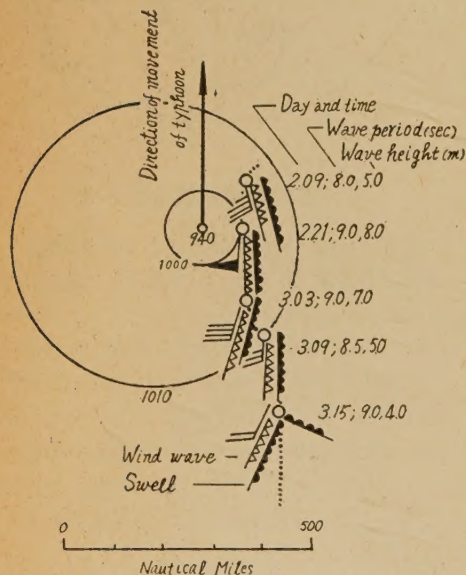
台風の速度が波の速度より $\left\{ \begin{array}{l} \text{小さいときは、わりあいおだやか。} \\ \text{同程度のときは、非常に荒れている。} \\ \text{大きいときは、かなり荒れている。} \end{array} \right.$

しかして台風が波と同程度もしくはそれ以上の速さで進む場合には、中心の後方で、その場の風による顕著な風浪と前半円に起因する発達せるうねりが大きい角度をなして衝突し (6. 参照), 大谷が示したごとく特に巨大な三角波が起こる可能性が強い。

6. 波 浪 の 方 向

台風起因するうねりがどのような方向をとって進んでいるかという問題は、台風中心の位置を推定すること

図-5 ジェーン台風 (1950.9) 内の風, 風浪, うねり, 波高および周期 (南方定点の観測による)



に関連して調べられてきたが、相異なる意見があり統一されてない。なお北半球では、台風内の風は左方に曲がつてゆくが、うねりは方向を変えずに進むので、うねりはその場の風の右方に偏した方向に進んでいるという Tannehill の説が一般に認められている。しかしその偏角の大きさは象限によつて異なり、かつ研究者によつて違った値が報告されている。ここでは、台風によるうねりの方向の分布は、今までの放射説や旋廻説の教えるごとく単純ではないが、台風の個性すなわち速度、径路、発達程度などを考慮すれば、合理的に説明しうることを示そう。

図-5 は台風が急に発達した場合であるから、以前の風の影響は少なく、その場そのときの風が利いて、図で明らかなように風と同じ向きの風浪 (とうねり) が卓越している。図-6 は台風が波より速い 50 km/h の速さで直進した場合なので、台風の前面では風と同じ向きの風浪が卓越しているが、中心付近と後面ではその場の風による

図-6 パトリシア台風 (1949.10) の風と波浪 (南方定点の観測による)

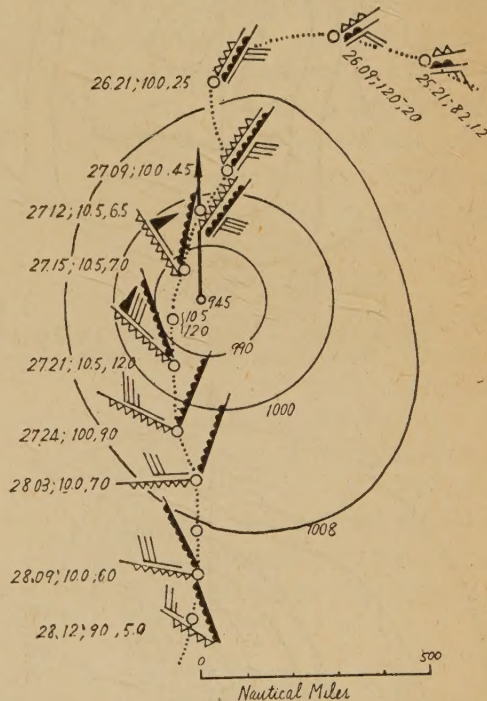
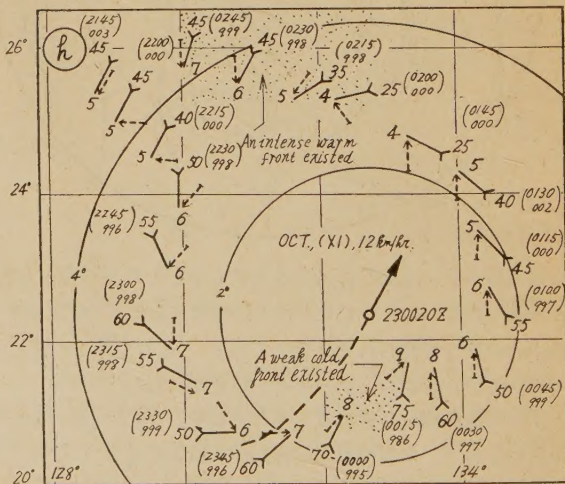


図-7 飛行機観測にもとづく 1946年10月の台風内の風と波浪



註: 矢羽は風向, 矢羽の後の数字はノットで表わした風速, 海面状態は矢羽の先端の数字, 点線の矢はうねりの方向を表わす。

風浪と前時刻に発生して台風にとり残されているうねりとが、 90° 前後の角度をなして共存している。図-7 は台風が非常に遅い場合であるため、台風の前面にもうねりが見出される。また台風が轉向点付近にあつて径路を急激に変えるときは、うねりの方向の分布はさらに複雑である。陸地が存在するときはその影響も当然認められる。

これらの図によると、Tannehill のように風の右方にそれて進むうねりが多いが、しかし必ずしもそうではない。台風が波にくらべていちじるしく速いときには、台風の右後象限では Tannehill の説とは全く逆に風の左方にそれて進む顕著なうねりが、また左後象限では風とほとんど正反対方向に進むうねりが、実際に観測されているし、かつそれらの存在が理論的にも証明できる。すなわち台風の速さと径路、うねりの発生点における速さと方向などを考慮して、考えている場所における風とうねりの方向差を求めると、いままでの観測結果を量的にうまく説明することができる。なお大谷は放射状うねりの存在を説明するため台風中心の気圧振動を考えたが、これが波浪源となるためには動的に考えても全振幅が 100 mb 程度の大きさであることが必要になる。したがつて、このような波浪生成説はまず考えられないし、また風成波浪によつて放射状うねりの存在を期待しうるのである。

台風が前線をともなっているときには、前線の付近では風の変化が急であるため、うねりの方向が通常と異なり、海面状態も一般に混乱している。例えば図-7 において、台風中心の左前方に存在している強い温暖前線の所では、風の左方に進むうねりが認められ、海面も比較的荒い。中心のすぐ右後方の寒冷前線の所では海面状態は 8 ないし 9 に達していることが注目される。

7. 波浪のスペクトル

これまでは卓越波について考察してきたが、実際の波浪はスペクトルをなしている。しかし洋上において台風内のスペクトルをうることは今のところ非常に困難である。一方において井島は小名浜港における台風時の波浪スペクトルを多数作製し、台風の通過にともなつて海岸では波浪スペクトルがどのように変化するかを研究し、有用な結果を得た。ここでは彼が得たスペクトルを利用して、洋上の台風内のスペクトルを推定することにしよう。

図-8 b と c は Tess 台風 (1953.9) の通過にともなう、小名浜港の波のエネルギースペクトルの変化 (井島による)

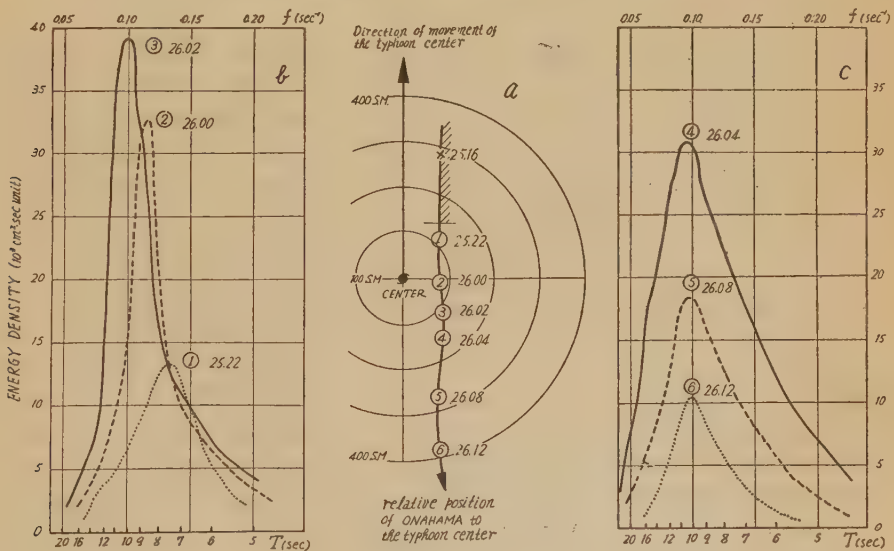


図-8 b, c はその例である。このとき、(1) 台風は小名浜の西方を通つたため小名浜の波は外洋の波に比較よく追従している、(2) 台風が非常に速いため ($60 \sim 90 \text{ km/h}$) 右半円のうねりは左半円の風浪にそれほど依存していない、という 2 点からこのスペクトルは外洋における台風の右半円内のスペクトルを定性的ではあるがある程度代表していると考えてよい (なお以上の理由から小名浜の東方海上を通つた台風によるスペクトルは、外洋における台風の左半円内のスペクトルを代表してないことがわかる)。

図によると、非常に速い台風の右前象限 (くわしくは中心のすぐ右後の最大波浪域までふくむ) では中心に近づくにつれて、スペクトルの短周期帯は変わらないが、山は次第に長周期の方に移り、全体のエネルギーは増加

している。すなわち風浪の発達期のスペクトル変化を示す。右後象限ではこれと異なり、中心から遠かるにつれて全体のエネルギーは減少するが、その山はほぼ一定周期にとどまっていた、うねりが卓越していることを示す。この結果は、いままで卓越波について考察してきた結果（例えば図-6）とよく一致している。左半円内のスペクトルは求め得ないが、全体のエネルギーは右半円に比して小さいが、分布の様子は本質的に同じであると推察してよいであろう。

しかし台風が遅い場合には、台風の前半円にもうねりが出現し、スペクトルの分布は図-8 とかなり異なるはずである。かりに風の分布が台風中心に関し対称で、かつ台風が静止している場合を考えると、すべての象限においてスペクトルの分布は同一になるであろう。

8. 波のエネルギー

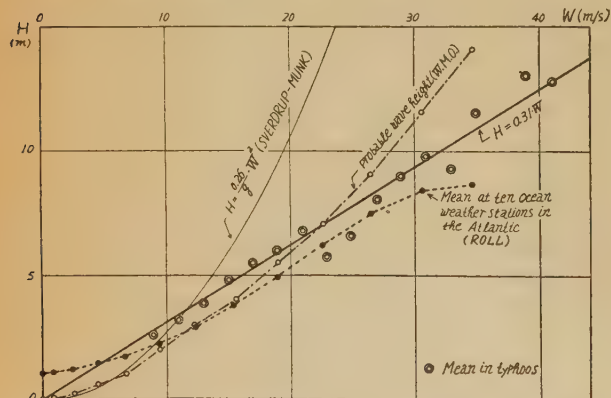
波高と周期の分布図と実験式にもとづいて、台風内の波浪全体のエネルギーを見つめ、さらに海面まきつによつて風が失なうエネルギーの何%が波の生成維持に使用されているかを見つめた。台風内の波浪のエネルギーは、台風が非常に強い場合には 10^{24} erg 程度で、台風が弱い場合には 10^{23} erg 以下である。これらの波のエネルギーは台風自体の運動エネルギーの約 10% に相当する。

さて台風内の波浪分布が定常である場合を考え（こういう例はかなり多い）、かつ Sverdrup-Munk に従つて海水の粘性によるエネルギーの消費は無視できるとしよう。しかるとき、刻々と台風内で生成される波のエネルギーは、うねりによつて台風外に運び出される energy flow とつり合うはずである。この energy flow の大きさは、もし風からのエネルギーの補給が急にやんだ場合、台風内にたくわえられている波の全エネルギーが、1日前後の期間に運び出されてしまう程度のものである。このような考え方から、台風が海面まきつで失なうエネルギーの 2~10% 程度のものが、台風内の波の生成維持に使用されていることが導かれる。この値は全く別の考え方から Sverdrup-Munk が有義波について得た値と一致している。

9. 風速と波高の関係

台風内のある風速 (W , m/s) の海面において同時に観測された卓越波の波高 (H , m) の平均を求めると図-9 のようになり、

図-9 台風内の風速 W と卓越波の波高 H との平均的な関係



$$H = 0.31 W$$

なる実験式が得られた。標準誤差は $0.09 W$ 程度である。この一次の関係は Cornish その他の研究者の結果と同じであるが、最大波高に着目している彼等の式にくらべると、われわれの係数 0.31 は当然小さい。またわれわれの結果は Roll が北大西洋の 10 定点で得た波高に比してやや高目であるが大体平行しており、かつ両者とも現行の Beaufort 風力階級に付随する probable wave height にくらべ、風が弱い時は高く、風が強い時は低くなっている。

なお風が刻々と強くなりつつあるときの波高は、上式で与えられる波高より小さく、逆に風が刻々と弱くなりつつあるときの波高は、上式で与えられる波高より大きい傾向がある。前者は船が台風の前半円にあつて中心に近づく場合で、後者は船が後半円にあつて中心から遠かる場合であるから、図-1 に示した波高の分布図から当然期待されることである。風速と周期との関係については省略する。

参考文献

(本報告は下記論文の概略であるため、個々の文献の出所はこれらに記載されている)

宇野木早苗 (1956): 台風による波浪の速度、走時、方向について、気象集誌, 第 34 巻, p. 354.

Unoki, S. (1957): On the ocean waves due to tropical cyclones (2nd paper); Distribution of waves viewed from geometric consideration and typhoon reconnaissance by aircrafts. Journ. Met. Soc. Japan, V. 35, p. 78

Unoki, S. (1957): On the ocean waves due to tropical cyclones (3rd paper); Mean distribution of wave heights and periods, ibid., V. 35, p. 297

Unoki, S. (1957): On the ocean waves due to tropical cyclones (4th paper); Energy of waves and some other subjects, ibid., V. 35, p. 350

内海における whitecaps について

気象研究所 阿部友三郎

On the Whitecaps Produced in a Bay

Meteorological Research Institute Tomosaburo ABE

ABSTRACT

It is a very important and fundamental problem in Physical Oceanography to research a mutual interaction between sea surface and wind blowing over it.

One of the most interesting problem in the mutual interaction is the foaming of sea water, i. e. a phenomenon of whitecaps in an open sea.

About this problem the present author analysed the observed micrometeorological data at Kagoshima Bay obtained by Mr. T. Takahashi and others, Kagoshima University.

In this paper he discussed mainly general feature of whitecaps and obtained the following results:

1. In the group of the comparative short wave length, whitecaps are seen more frequently in the case of larger wave steepness. But in the group of the comparative long wave length, Whitecaps are more frequently even in small wave steepness.

2. Calculated values of $\left(\frac{du}{dz}\right)^2$ in the case of appearance of whitecaps are several times larger than that in moderate condition of sea state, where u and z are a wind speed and a height respectively.

3. When whitecaps are seen, the higher the surface water temperature becomes, the larger value of $\left(\frac{du}{dz}\right)^2$ is needed.

1. 緒 言

風と海水との相互作用の問題は海洋物理学上興味深くあり重要な基礎的問題である。これに関連して、その一問題として海水の泡沫現象がある。洋上の風力階級をさめる一尺度としての Whitecaps, 雲物理学上最近特に問題にされ始めた海塩核の供給源としての Whitecaps, 又日本海沿岸（特に東北地方の西海岸秋田附近）で冬期になると、しばしば発生する海水泡沫塊による有線電話、電信の蒙る通信障害等々海水泡沫の現象は、我々に直接重要な諸問題を提供している。

さて、風による stress が海洋又は湖沼の表面水に及ぼす力学的影響について、微気象学の観点から現場観測を行つた事例はこれまで余り多くない。例えば外国では、1950年 J. W. Johnson により Abbott Lagoon にて、或は Van Dorn により人造池にて、共に水面上数米までの風速観測等が行われ種々解析がなされている。最近鹿児島大学の高橋淳雄氏等により、鹿児島湾内にて海上気象観測がミクロの立場から数年間行われ貴重な資料が多数得られた。筆者はかねがねこれまで主に実験室内で調べてきた海水泡沫の示す諸特性を現場の場合にあてはめたり、大

自然で起る珍しい泡沫災害現象等の解析を行いたいと思つていたので、早速この資料を利用して風と水との相互作用の観測から Whitecaps に関する諸問題について考察してみる事にした。

この観測は湾内で行われた事等のため、比較的風も弱く、海面状況は概ね平穏時のものであつた。観測点は海面上 400 cm までについて 6 点 (25, 50, 100 及び 200, 400 cm) であり、各点にて風速 m/sec, 温度 °C 等の値が 1953 年 9 月から 1959 年 9 月までの期間 402 回の観測がなされた。それらの観測中 waves について行われたものは 130 cases であり、その内 whitecaps の現われたのは 19 cases であつた。

2. Wind Waves の頻度分布

Waves の頻度を Fig. 1 及び Table 1 に示す。

波長が 0~50 cm 以内の小波が存在する波全体の 75.2% であり、存在する波の大部分は斯様な小波長の波である。次ぎに 50~100 cm のものが 7.8% であり、100cm までのものの合計は 83.0% である故、湾内に起つた波は殆んど 100 cm までの小波である。湾内に発達する波の内最大波長は 550 cm 辺のものであるが、これの現われることは極めて稀である。Fig. 1-b に 0~50 cm の波の頻度分布を掲げておく。次ぎに Whitecaps の現われる場合をみると、波長が 200 cm 以上の比較的発達した波の場合に限られていること (図中、斜線部参照) は注目すべきことである。

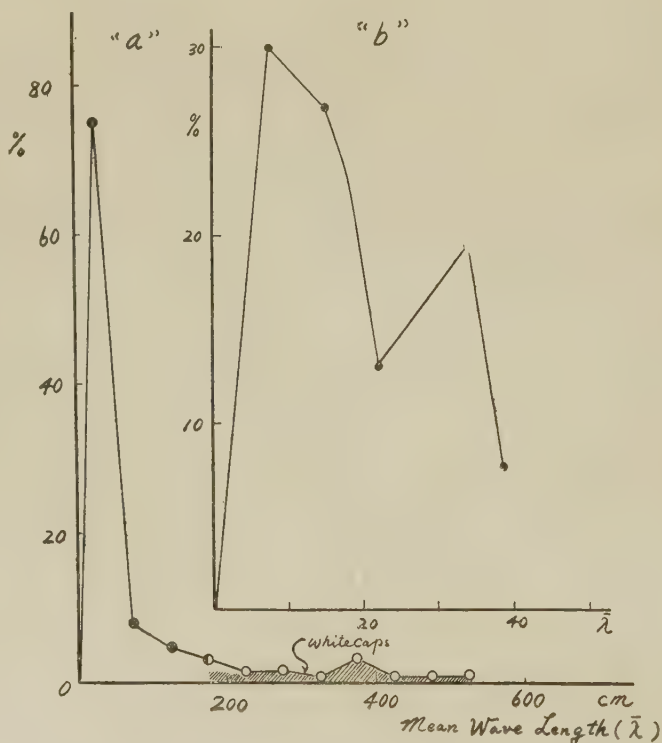


Fig. 1. Frequency distribution of Wind Wave in Kagoshima Bay.

Table 1.(a) Frequency of Wind Wave

Wave Length (cm)	No. of Cases	Whitecaps. No. of Cases	Frequency %	
0~ 50	97	0	75.2	*
50~100	10	0	7.8	
100~150	6	0	4.6	
150~200	4	2	3.10	
200~250	2	2	1.5	

250~300	2	2	1.5
300~350	1	1	0.8
350~400	4	4	3.1
400~450	1	1	0.8
450~500	1	1	0.8
500~550	1	1	0.8
Total	129	14	100.0

Table 1.(b) The Item of *

Wave Length (cm)	No. of Cases	Mean Wave Length	Frequency %
0~10	29	8.2	29.9
10~20	26	15.1	26.8
20~30	13	26.4	13.4
30~40	20	35.3	20.6
40~50	9	45.1	9.3
Total	97		100.0

3. Wave Steepness

先づ Whitecaps の現われていない海面 (Non-whitecaps と表わす) から Whitecaps が現われる場合を2, 3例拾つて plot してみる (Fig. 2). 各 Cases の時間間隔は約1時間毎である. 大体 Steepness が飛躍的に増加するとき Whitecaps が出現する場合が多い (stns. 325, 32). 併し必ずしも斯様でなくてもよい (stn. 402). Steepness と Whitecaps との関係はそれ程簡単なものではない様である. 多分風の吹送時間, 吹送風の時間的構造其他複雑な要因が影響するものであろう. この Steepness の変化の際, 海面上 50 cm の高さの風速 u を参考までに掲げておく. この値は明らかに Whitecaps が出現するとき急激に増加していることがわかる. 吹送する風の構造が海面状況に大なる影響を与えるのは当然のことであるが, 筆者は今後この問題に深入りして行きたいが, 本報ではこれ以上ふれない. 次ぎに Steepness と他の要素との関係

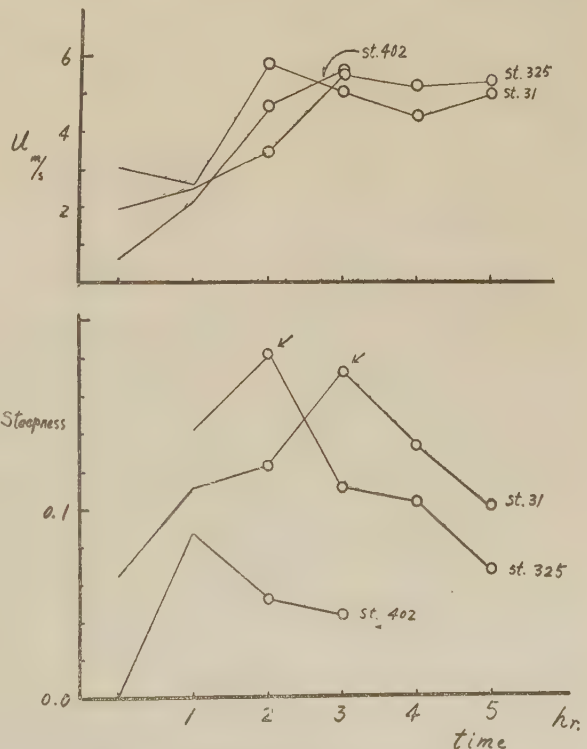


Fig. 2. Change of Wave Steepness

を多少精しく考察してみる。

1. Steepness と波長との関係

Steepness と波長との関係を plot してみると Fig. 3-a の如くである。ここで面白いことは Whitecaps 出現の場合と然らざる場合とが明瞭に区別され得ることである。ここで一般的に言い得ることは Steepness は波長の増加すると共に減少して行く傾向のあることである。今 Whitecaps の出現する場合(↘)に注目してみる。波長が短い場合は Steepness が比較的大でないと Whitecaps は出現し難いことがわかる。所が波長が比較的に長いと Steepness は小さくても、Whitecaps は出現している。(Steepness が 0.143 以上の Waves の存在は理論上不可解であるが、観測値から直接計算した数値を参考までに全部 Plot した)

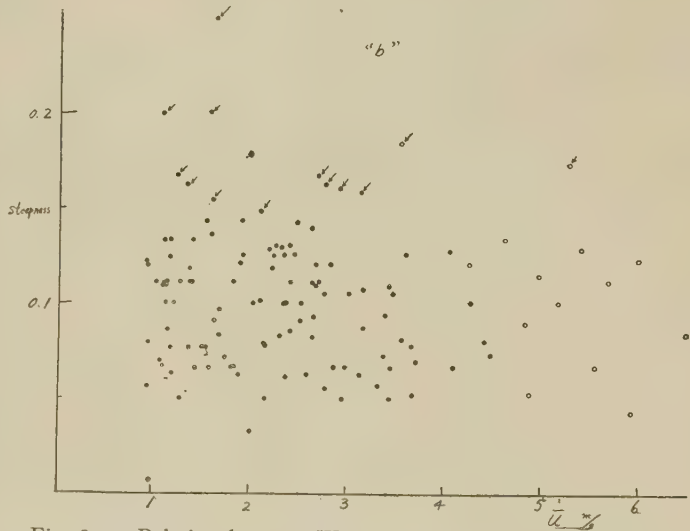


Fig. 3-a. Relation between Wave Steepness and Wave Length.

2. Steepness と Wind Speed との関係

この関係は Fig. 3-b の如くである。この場合も前の(1)の場合と同様に Steepness は風速の増加と共に減

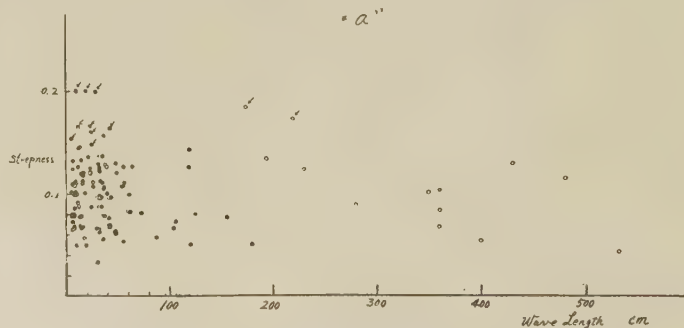


Fig. 3-b. Relation between Wave Steepness and Wind Speed.

少して行く傾向があるらしいが、資料不足で確言は出来ない。Steepness が風速の増加と共に減少する関係は Cornish, Zimmerman 等により大洋の波について見出されている。併し Schott はこれと全く異り、Steepness は風速と共に増加するとも言っているし、Krümmel は constant であるとさえ考えている。この問題は境界条件其他に関係する故、斯様な差異が生ずるのは当然のことであろう。現在手持の資料だけではこの問題を論ずるのは不十分であるので深入りしない。ここで明らかに言える重要なことは Whitecaps は条件さえ適当であれば 3.5 m/sec の風速でも出現可能であることである。併し最も出現し易い風速条件は 5~6 m/sec 以上の場合であろう。

4. 大気擾乱と Whitecaps との関係

次ぎに海面上の大気の擾乱と Whitecaps 出現との関係を考えてみる。

先づ、海面上の風の平均運動を渦動の立場から考える。単位体積について流入してくる風に

よる力学的エネルギーは Reynold's Stress $\mu \frac{du}{dz}$ (但し μ , u , 及び z は夫々渦動粘性係数, 風速, 及び鉛直の高さである) と上下の速度差 $\delta u = \frac{du}{dz} \cdot dz$ との積 $\mu \frac{du}{dz} \cdot \frac{du}{dz} \cdot dz$, 即ち $\mu \left(\frac{du}{dz} \right)^2 \cdot dz$ である.

ここで Whitecaps の出現する場合と出現せぬ場合について $\left(\frac{du}{dz} \right)^2$ の鉛直分布を求めてみると Fig. 4 の通りである. 明らかに, この値は Whitecaps の場合の方が Non-whitecaps の場合に比較し平均約 4 倍以上大である. ここでは 50 cm から 400 cm までにつき, $\left(\frac{du}{dz} \right)^2$ の値の平均値を計算した.

次に, whitecaps の出現する場合に限定して考察する.

Fig. 4. Vertical distribution of $\left(\frac{du}{dz} \right)^2$.



今便宜上, 表面水温 16.0, 20.7 及び 21.6 °C の 3 通りの場合についてこれまで同様の分布図を作ると Fig. 5 の如くである. 面白い事には $\left(\frac{du}{dz} \right)^2$ は表面水温が昇るにつれて大になることである. 即ち, 海面上 50 cm から 4 m までの範囲では, 16.0 °C の場合に Whitecaps の現われるに要する力学的エネルギーを標準とすれば, 更に高温の 20.7 °C ではその 1.1 倍, 21.6 °C では 1.8 倍を要する (Table 2, 参照). 勿論この値は測定回数が少ない等のため十分正確なものではないだろうが, 大略の様相は示すものであるう.

Table 2. Thermal Effect on Whitecaps

Surface Water Temperature °C	$K \int_{50}^{400} \left(\frac{du}{dz} \right)^2 \cdot dz$	Ratio
16.0	203	1.00
20.7	223	1.10
21.6	362	1.80

where K : constant.

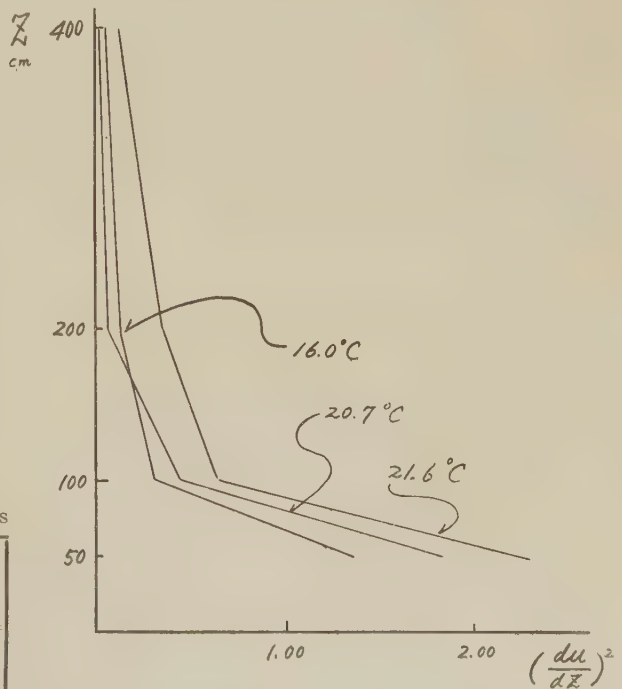


Fig. 5. Vertical distribution of $\left(\frac{du}{dz} \right)^2$. Thermal Effect.

換言すれば、表面水温が高ければ、高い程、Whitecaps を出現させるには十分大きな $\left(\frac{du}{dz}\right)^2$ 即ち風による力学的エネルギーを必要とすると見てよからう。或は表面水温が低い程、高温の場合に比較して風によつて比較的易く Whitecaps が出現し得ると考えてよからう。この海水の泡沫性に対して水温による影響は、前に筆者が北方定点の観測資料を解析して得られた結果と同様な傾向を又認め得たのは興味あることである。

風による海水表面の乱れの問題として Whitecaps を眺めるため、現在 Richardson number 等を計算中である。

5. 要 約

以上、鹿児島大学高橋淳雄氏等によつて行われた海上の微気象観測資料を利用して貰つて Wave steepness, Whitecaps 等について多少の考察を行つた。その結果次ぎの傾向のあることが明らかにされた。

1, 波長が比較的小さい場合は Steepness が比較的大でないと Whitecaps は出現せず、波長が比較的大である場合は、Steepness が比較的小さくとも Whitecaps は出現する傾向のあること。

2, Whitecaps の出現する場合と出現せぬ場合とを調べると、 $\left(\frac{du}{dz}\right)^2$ の値は前者の方が後者より数倍大であること。

3, Whitecaps 出現の場合に限定して考察すると、表面水温が高い程、 $\left(\frac{du}{dz}\right)^2$ が大であること。換言すれば、表面水温の低い程、高温の場合に比較して易く、Whitecaps は出現し得る傾向のあること。

更に以上の傾向につき、将来大洋での場合を調査したいと思つてゐる。

終りに貴重な資料を快く御提供下さつた高橋淳雄氏、いつも御激励を頂いた当所海洋研究部長中野猿人先生並に種々討論を頂いた当部員の方々に厚く御礼申し上げます。又計算を手伝つて下さつた当研究部岡田公子氏に深謝します。

文 献

1. TADAO TAKAHASHI, 1958: *Mem. Fac. Fish. Kagoshima Univ.* 6, 1.
2. TOMOSABURO ABE, 1955: *Pap. Met. Gesphys.* VI. No. 2, 164
3. " 1956: *ibid* VII. No. 2, 136
4. SVERDRUP H. U. and others, 1949: *The Oceans. Prentice-Hall Press.*
5. 日高孝次, 1955: 海流, 岩波全書.

Wave Climate at the Ocean Weather Stations Tango and Extra in the North West Pacific

By

Sanae UNOKI

Meteorological Research Institute

Abstract: The features of wave climate and the generating source of high waves at two ocean weather stations Tango (29°N , 135°E) and Extra (39°N , 153°E) are statistically investigated based upon visual observations of wave height and period, and of the scale and direction of wind waves and swell. The results are collected in several tables and figures.

1. Preface

The wave climate on open seas off Japan has scarcely been investigated for lack of systematic wave observations, although the general features of it on various coasts of Japan have been clarified to a certain degree on the basis of visual wave observations made at scores of points (Unoki, 1955). Therefore, we intend to make clear the fundamental conditions of wave at two ocean weather stations Tango and Extra in the North West Pacific arranging a great number of wave materials.

St. Tango is located at 29°N , 135°E and St. Extra at 39°N , 153°E (Fig. 1). The observations were usually carried out every three hours, and the results of them give the scale and direction of wind waves and swell, and the height and period of wave which is prevailing at each observational time, as well as usual meteorological elements. Such prevailing wave is represented by a wind wave on one occasion and by a swell on another occasion. The accuracy of the wave data is not so satisfactory because they were obtained by visual observations. In this paper we use the data in the period 1949 to 1956 at Tango and those in the period 1949 to 1953 at Extra. But the observation was sometimes interrupted on account of the sheltering of

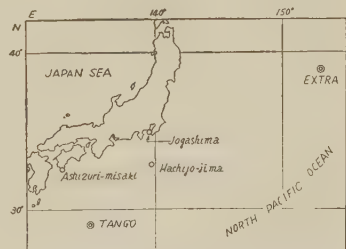


Fig. 1 Location of Ocean Weather Stations Tango and Extra.

weather ships from dangerous storms and of other inevitable circumstances. Since 1954, ocean weather ships have been engaged in observation at Tango only and during the summer and fall seasons.

2. Height, period and steepness of prevailing wave

In Fig. 2 is shown the monthly mean value of height, period and steepness of prevailing wave, and that of wind speed (Koizumi, 1956) is also added. Moreover, in Tables 1, 2 and 3 is listed the percentage of the number of times when waves with certain value of height, period and steepness occurred, respectively.

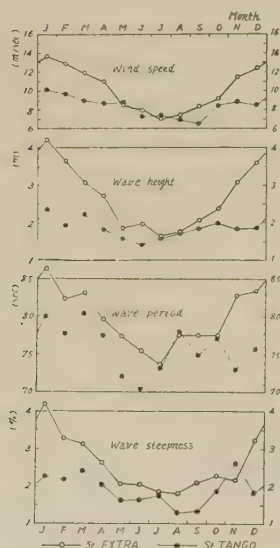


Fig. 2 Annual variation of the monthly mean value of wind speed (after Koizumi) and that of height, period and steepness of prevailing wave at Tango and Extra.

with those of wind speed (see Fig. 2). The wave height observed frequently with the number of times of occurrence more than 10% is 0.5~2.5 m at Tango and 1.0~3.0 m at Extra (Table 1).

Fig. 3 gives the relation between the monthly mean wind speed ($\bar{W}$) and the monthly mean wave height ($\bar{H}$), and we can roughly obtain such an empirical formula as

$$\bar{H} = 0.25 \bar{W},$$

where $\bar{H}$ is measured in meter and $\bar{W}$ in meter per second. The coefficient 0.25 is naturally smaller than values given by several investigators for the largest wave height produced by a given wind speed. Moreover, the monthly mean height

S. Unoki: Wave Climate at the Ocean Weather Stations Tango and Extra

Table 1. The percentage of the number of times when prevailing waves with certain heights occurred at two ocean weather stations.

Month	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Year
St. Tango	(m)												
	0.0	—	—	0.1	—	0.1	0.3	0.9	0.4	—	—	—	0.2
	0.5	4.8	2.1	1.1	7.8	15.6	21.2	22.2	18.5	22.4	5.4	9.9	14.5
	1.0	14.7	23.9	10.6	23.2	25.7	28.6	23.7	27.7	25.6	20.5	28.8	22.6
	1.5	14.0	26.6	20.4	23.5	20.7	22.1	18.9	16.0	16.2	24.0	18.4	15.7
	2.0	14.2	13.9	22.7	19.6	14.2	13.8	12.9	11.8	9.8	21.0	16.3	13.3
	2.5	16.0	15.7	18.3	7.6	13.7	6.3	10.7	7.3	7.6	12.0	7.4	12.5
	3.0	11.8	9.4	15.5	9.4	6.5	4.2	4.8	5.8	4.2	6.7	8.3	8.4
	3.5	7.2	3.5	4.7	3.0	2.4	2.7	1.7	2.8	2.2	3.9	3.4	4.5
	4.0	11.6	2.5	3.5	4.4	1.2	0.8	1.5	4.0	2.6	2.3	3.3	4.1
	4.5	3.6	—	1.9	0.7	—	0.1	1.0	1.9	1.3	1.0	1.4	1.7
	5.0	1.3	1.2	0.5	0.4	—	0.1	0.7	1.9	0.9	0.7	1.6	2.3
	5.5	0.4	0.3	—	0.3	—	—	0.2	0.3	1.0	0.3	0.3	0.3
	6.0	0.4	0.6	0.3	—	—	—	0.3	0.6	1.7	0.7	0.4	0.1
	6.5	—	0.3	—	—	—	—	0.5	0.2	0.3	0.2	—	—
	7.0	—	—	0.1	—	—	—	0.1	0.2	2.0	0.4	0.1	—
	7.5	—	—	0.3	—	—	—	0.1	—	0.4	0.2	—	—
	8.0	—	—	0.1	—	—	—	0.3	0.1	0.5	0.1	0.2	—
	8.5	—	—	—	—	—	—	—	—	0.2	0.1	—	—
	9.0	—	—	—	—	—	—	0.1	—	0.4	0.1	—	—
	9.5	—	—	—	—	—	—	—	—	0.1	0.1	0.2	—
	≥10.0	—	—	—	—	—	—	—	—	0.2	0.3	—	—
	Mean height (m)	2.4	1.9	2.2	1.8	1.6	1.4	1.6	1.7	1.9	2.0	1.8	1.9
St. Extra	(m)												
	0.0	—	—	—	—	—	0.1	—	0.2	—	—	—	0.0
	0.5	0.2	—	0.8	3.0	11.5	7.1	—	8.6	5.3	4.6	2.6	0.4
	1.0	2.1	2.8	11.7	6.6	20.7	24.1	25.3	24.6	17.7	9.7	8.5	1.1
	1.5	6.2	4.4	8.9	16.6	21.8	19.6	21.6	20.3	27.1	22.8	8.8	7.2
	2.0	10.9	13.3	12.1	20.6	15.2	19.7	18.9	16.8	16.2	20.0	12.5	12.8
	2.5	10.4	15.1	12.5	15.2	11.5	11.6	11.2	18.0	10.0	12.9	13.4	15.4
	3.0	11.5	11.8	16.1	10.6	7.3	5.8	5.7	4.8	9.0	11.6	14.7	15.7
	3.5	10.6	11.2	9.5	7.3	4.7	3.2	1.2	3.7	4.0	5.3	8.2	10.9
	4.0	12.7	14.6	8.8	6.6	4.2	4.1	1.1	1.9	5.3	3.9	9.6	11.0
	4.5	6.3	8.3	6.2	4.3	2.0	0.9	1.1	0.9	2.7	3.7	7.5	5.3
	5.0	6.0	4.3	4.3	3.5	0.8	1.6	0.8	0.2	1.2	3.0	7.8	5.3
	5.5	2.8	2.9	1.1	1.2	0.2	0.2	0.1	—	0.7	0.3	2.1	2.2
	6.0	4.0	2.4	2.8	1.6	0.1	0.7	—	—	0.2	1.0	2.5	5.5
	6.5	2.5	3.1	1.3	0.6	—	0.2	—	—	0.1	—	0.9	1.1
	7.0	3.1	1.5	1.9	0.4	—	0.7	—	—	0.3	0.3	0.5	2.4
	7.5	0.7	0.7	0.1	0.1	—	0.2	—	—	0.1	—	0.1	0.5
	8.0	2.9	1.2	1.5	1.1	—	0.2	—	—	0.1	0.2	0.1	0.9
	8.5	0.8	0.6	0.2	0.4	—	—	—	—	—	—	0.2	0.4
	9.0	1.5	0.7	0.1	0.2	—	—	—	—	—	0.2	—	0.1
	9.5	1.0	0.1	0.1	—	—	—	—	—	—	—	—	0.5
	≥10.0	3.8	1.0	—	0.1	—	—	—	—	—	0.5	—	1.3
	Mean height (m)	4.2	3.7	3.1	2.7	1.9	2.0	1.7	1.8	2.1	2.4	3.1	3.6

calculated by this formula is apt to be overestimated a little at a monthly mean wind speed less than 10 m/s, and to be rather underestimated at a monthly mean wind speed more than 10 m/s.

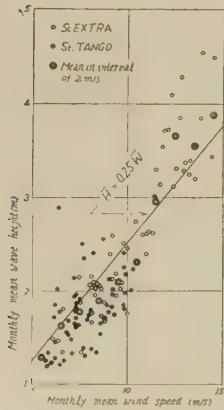


Fig. 3 Relation between the monthly mean wind speed and the monthly mean wave height at Tango and Extra.

Wave period. The monthly mean value of wave period changes almost parallel to that of wave height or wind velocity, showing that the maximum appears in winter and the minimum in summer. It is interesting that such type of annual variation agrees with a type observed on the Japan Sea coasts but differs from an observed one on the Pacific coasts of Japan where the maximum appears in fall

Table 2. The percentage of the number of times when prevailing waves with certain periods occurred at two ocean weather stations.

Month	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Year
St. Tango	(sec)												
	≤4.0	—	—	—	0.9	0.5	0.1	0.0	0.5	—	—	0.1	0.2
	4.5	—	0.3	—	—	1.1	0.2	0.4	0.6	—	—	0.1	0.2
	5.0	0.1	0.8	—	0.7	1.1	2.3	1.8	2.0	0.2	0.3	0.8	0.9
	5.5	—	0.5	—	0.3	1.9	2.8	1.3	2.1	4.2	1.1	0.3	0.9
	6.0	2.3	3.8	1.9	2.0	7.4	12.6	15.8	7.1	11.2	3.6	8.9	10.3
	6.5	3.1	5.9	1.5	8.2	12.8	9.4	11.4	7.8	10.6	4.8	16.8	9.0
	7.0	16.9	23.1	11.4	18.6	28.3	31.7	19.4	18.2	21.8	28.3	28.1	13.2
	7.5	7.9	16.8	11.4	11.0	20.3	13.7	12.7	13.0	9.6	17.9	14.9	7.4
	8.0	29.7	24.4	38.6	31.4	22.1	24.5	21.2	20.1	16.9	19.5	17.8	40.1
	8.5	23.0	9.2	15.3	21.1	3.4	1.9	6.1	8.3	6.1	11.0	6.3	10.1
	9.0	14.9	6.7	19.5	5.7	0.9	0.5	5.3	7.0	5.4	7.1	5.1	5.4
	9.5	2.0	2.6	0.3	1.0	0.1	0.0	1.7	4.7	1.2	1.5	0.2	0.3
	10.0	0.1	3.3	0.1	—	0.5	0.1	1.6	4.9	3.6	2.6	0.6	2.0
	10.5	—	0.3	—	—	0.3	0.1	0.0	0.5	1.6	1.0	0.7	0.3
	11.0	—	2.0	—	—	—	—	0.3	1.8	1.4	0.9	—	—
	≥11.5	—	0.3	—	—	—	—	0.6	2.3	3.3	0.5	—	—
	Mean period (sec)	8.0	7.8	8.1	7.7	7.2	7.0	7.3	7.8	7.5	7.7	7.3	7.6

S. Unoki: Wave Climate at the Ocean Weather Stations Tango and Extra

Table 2. Continued.

Month	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Year
St. Extra	(sec)												
	≤4.0	—	—	—	—	—	0.1	0.3	—	0.4	0.1	—	0.1
	4.5	—	—	—	—	—	0.1	0.3	0.5	0.3	0.2	—	0.1
	5.0	0.3	0.1	—	0.1	0.2	0.3	0.4	1.0	0.9	0.7	—	0.1
	5.5	0.1	—	—	1.0	0.2	1.1	2.3	2.1	1.1	0.6	0.2	0.7
	6.0	0.5	0.2	0.7	3.6	4.7	7.9	9.6	7.4	4.1	3.9	2.8	0.8
	6.5	1.5	3.2	1.1	4.9	4.7	8.2	8.5	3.3	5.0	6.2	2.2	2.3
	7.0	9.5	12.3	11.3	14.2	17.9	19.0	27.1	17.9	13.3	14.4	11.3	9.5
	7.5	8.7	8.1	10.0	11.7	14.9	13.3	17.0	13.7	17.0	18.8	9.7	11.0
	8.0	30.6	30.4	29.7	31.8	39.3	30.6	19.2	30.2	37.7	28.8	28.8	33.5
	8.5	12.8	18.0	21.2	17.6	9.5	12.6	6.4	12.4	7.2	15.3	13.8	12.8
	9.0	11.9	19.6	14.5	7.8	6.1	4.6	6.4	3.2	8.1	8.4	18.3	17.9
	9.5	6.3	4.1	4.4	2.2	0.6	0.9	1.1	0.3	2.1	1.0	2.4	4.2
	10.0	6.5	2.7	4.2	2.0	1.2	1.0	0.8	1.7	1.4	1.1	6.2	3.6
	10.5	3.0	0.2	0.8	0.3	0.1	0.2	0.3	0.1	0.9	0.2	1.9	0.6
	11.0	1.1	1.0	1.2	2.0	0.2	—	0.2	1.1	0.4	0.3	1.5	1.5
	≥11.5	7.2	0.1	0.9	0.8	0.4	0.1	0.1	5.1	0.1	—	0.9	2.2
	Mean period (sec)	8.6	8.2	8.3	8.0	7.7	7.6	7.4	7.8	7.8	7.8	8.3	8.3

and the minimum in May on account of geographical circumstances. The annual mean is 7.6 sec at Tango and 8.0 sec at Extra, and they are considerably smaller than the observed one on the Pacific coasts of Japan, for example, it is 9.2 sec at Hachijo-jima, 9.0 sec at Joga-shima and 9.3 sec at Ashizuri-misaki according to the previous paper of the author. This difference is hartly attributed to the fact that the latters were obtained in a shallow water where short waves are likely to vanish and to be merged into longer waves. The period which frequently appears is 7~9 sec at both ocean weather stations (Table 2).

Wave steepness. The measurement of wave length was not made. Therefore, we calculated the wave steepness (the ratio of the wave height to the wave length)

Table 3. The percentage of the number of times when prevailing waves with certain steepness occurred at two ocean weather stations.

Steepness (%)		0~	0.5~	1.0~	1.5~	2.0~	2.5~	3.0~	3.5~	4.0~	4.5~
Times of occurrence (%)	Tango	2.5	14.7	22.3	19.3	17.3	9.5	7.3	3.6	0.9	0.5
	Extra	0.4	6.9	12.9	16.9	18.1	14.1	9.9	5.6	5.9	2.4
Steepness (%)		5.0~	5.5~	6.0~	6.5~	7.0~	7.5~	8.0~	8.5~	9.0~	9.5~ 10.0
Times of occurrence (%)	Tango	1.0	0.2	0.2	0.2	0.2	0.0	0.2	0.2	0.1	0.0
	Extra	2.9	1.1	0.8	0.4	0.5	0.1	0.4	0.3	0.1	0.2

after the length was computed by the theoretical formula $L=gT^2/2\pi$, where T is the period. In this item the data in 1952 only were used. In general the change with month is more abrupt in the case of wave height than in the case of wave period. Consequently, the annual variation of wave steepness follows that of wave height. At Extra the wave is steepest in winter and most gentle in summer, while at Tango the maximum appears in November since the wave height was large and wave period was small in this month of 1952. The steepness observed most frequently is 1.25% (about 1/80) at Tango and 2.25% (about 1/45) at Extra, corresponding to that the swell prevails at the former station and the wind wave does at the latter station on the whole. The largest steepness was 1/10 at each station.

3. Wind waves and swell

The scale of wind waves and swell used in observation is as follows.

Scale number		0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Wind waves (height, m)		0	0~0.5	0.5~1	1~2	2~3	3~4	4~6	6~9	9~14	14~
Swell	(height, m)	0	0~2	0~2	2~4	2~4	2~4	4~	4~	4~	confused
	(length, m)	—	0~200	200~	0~100	100~200	200~	0~100	100~200	200~	

Tables 4 and 5 show the percentage of the frequency when wind waves and swell with certain class appeared, respectively. Annual variation of wind waves and swell agrees with that of wave height and period as a matter of course. It

Table 4. The percentage of the number of times when wind waves with certain scale occurred at two ocean weather stations.

Month	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Year		
St. Tango	Scale number	0	0.4	0.3	1.4	0.1	0.6	1.7	0.9	1.9	2.1	0.4	—	2.2	1.0
		1	7.4	8.5	16.9	12.1	13.8	19.9	22.3	28.2	23.3	11.0	8.2	15.4	15.6
		2	22.3	30.1	21.0	27.3	24.8	24.8	26.3	28.4	26.3	27.1	30.0	22.9	25.9
		3	39.5	39.2	38.7	45.0	37.3	33.0	32.5	27.0	26.6	38.6	36.8	34.3	35.7
		4	23.1	16.2	18.8	12.9	19.7	15.9	13.5	9.2	9.2	14.1	16.2	16.6	15.5
		5	6.3	4.6	2.7	1.7	3.1	4.5	2.5	4.1	5.0	4.9	5.1	6.0	4.2
		6	0.3	1.1	0.1	0.9	0.7	0.1	1.6	1.1	2.6	3.1	2.6	2.6	1.4
		7	0.7	—	0.4	—	—	0.1	0.4	—	4.0	0.8	1.1	—	0.6
		8	—	—	—	—	—	—	—	0.1	0.9	—	—	—	0.1
	9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Mean height (m)*	1.7	1.5	1.4	1.3	1.4	1.3	1.3	1.1	1.6	1.6	1.6	1.5	1.4		

S. Unoki: Wave Climate at the Ocean Weather Stations Tango and Extra

Table 4. Continued.

Month	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Year		
St. Extra	Scale number	0	—	—	0.3	0.1	0.3	—	1.3	0.5	0.4	0.6	0.6	—	0.3
		1	3.3	3.6	5.2	4.4	10.0	13.3	11.7	12.7	12.3	11.5	5.4	2.8	8.0
		2	5.5	9.3	10.8	18.2	25.0	40.2	28.1	24.5	25.4	19.5	12.5	12.1	19.3
		3	19.2	22.2	23.5	30.0	37.2	31.5	37.2	36.4	39.9	36.5	27.6	31.4	31.0
		4	21.3	22.7	25.4	26.4	18.4	7.9	18.7	18.1	14.6	19.2	27.9	21.7	20.2
		5	17.8	23.4	14.8	11.5	6.6	5.5	2.5	5.4	3.9	7.8	14.8	14.1	10.7
		6	17.4	14.0	11.1	5.8	2.4	1.0	0.5	1.9	1.8	2.0	8.9	13.1	6.7
		7	12.7	3.9	7.8	2.6	0.1	0.6	—	0.4	1.7	2.8	1.6	3.2	3.1
		8	2.8	0.9	1.1	1.0	—	—	—	0.1	—	0.1	0.7	1.0	0.6
	9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.6	0.1	
Mean height (m)*		3.6	2.9	2.9	2.3	1.6	1.3	1.4	1.5	1.5	1.8	2.4	2.7	2.2	

* roughly estimated on the assumption that the wind wave has the central value of height corresponding to its scale number.

Table 5. The percentage of the number of times when swell with certain scales occurred at two ocean weather station.

Month	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Year		
St. Tango	Scale number	0	—	—	0.1	—	—	—	—	—	—	—	—	0.0	
		1	46.5	64.0	52.1	72.6	77.0	79.6	70.4	72.4	66.3	63.6	78.9	67.5	67.7
		2	—	3.4	0.3	0.1	0.1	1.1	1.6	2.0	1.0	0.7	0.2	0.4	0.9
		3	14.9	12.0	21.1	8.8	16.0	15.2	17.5	6.0	10.9	17.3	13.9	15.3	14.1
		4	32.0	14.9	23.3	17.6	6.3	3.8	7.0	12.8	10.6	14.3	4.0	12.0	13.2
		5	—	2.0	—	—	—	—	0.2	2.2	0.9	0.6	—	—	0.5
		6	0.5	—	—	0.1	—	0.2	0.5	0.1	1.5	0.8	1.9	1.5	0.6
		7	6.1	3.7	3.1	0.8	0.6	0.1	2.3	3.8	6.5	2.4	1.1	3.3	2.8
		8	—	—	—	—	—	—	0.5	0.7	2.3	0.3	—	—	0.3
		9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
St. Extra	Scale number	0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
		1	15.7	19.9	28.3	42.6	70.5	71.4	69.4	60.8	66.0	51.0	28.1	23.3	45.6
		2	1.0	—	1.2	0.9	0.1	0.4	0.1	3.2	0.9	0.4	0.3	0.8	0.8
		3	20.9	24.8	14.5	15.9	19.8	7.3	14.5	17.8	15.9	11.4	19.9	24.8	17.3
		4	24.0	29.4	34.3	25.3	5.8	18.1	12.3	16.4	14.9	25.7	29.4	33.6	22.4
		5	0.3	0.2	0.4	—	—	—	0.1	1.0	—	—	0.7	—	0.2
		6	2.1	3.8	4.9	2.9	1.5	1.0	0.1	0.5	—	1.5	4.0	1.9	2.0
		7	33.2	21.9	16.1	11.8	2.3	1.8	3.5	0.3	2.3	10.0	17.5	13.1	11.1
		8	2.8	—	0.3	0.6	—	—	—	—	—	—	0.1	1.7	0.5
		9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.8	0.1

is noticeable that particularly developed wind waves and swell appear in early fall at Tango on account of frequent occurrences of severe typhoons, while at Extra they do in winter on account of prevailing northerly monsoons usually accompanied with strong extratropical cyclones.

Wave roses showing the frequency of wave direction by 16 points of the compass in per cent are rendered in Fig. 4. In almost all cases, the direction of wind

waves agreed with that of wind itself. Accordingly, we used the wind rose given by Koizumi (1956) in place of the rose of wind wave. In individual cases the

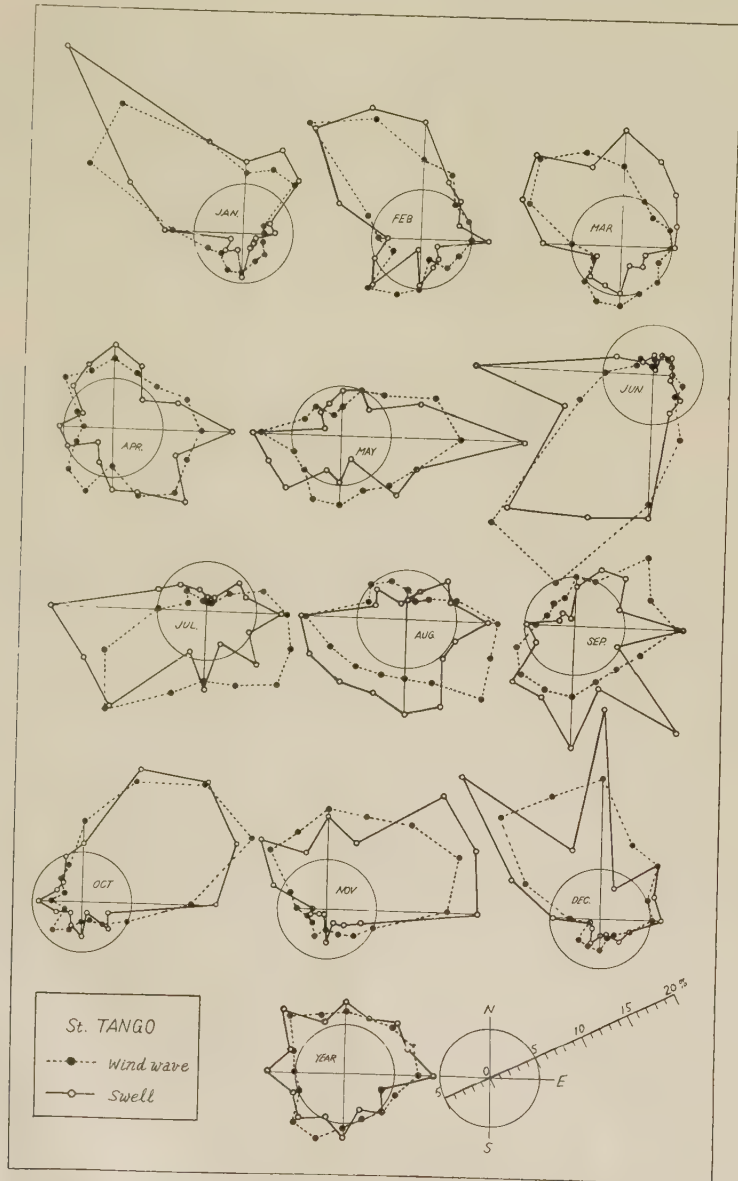


Fig. 4a Wave roses at Tango, showing the frequency of direction in percent of wind waves and swell by 16 points of the compass.

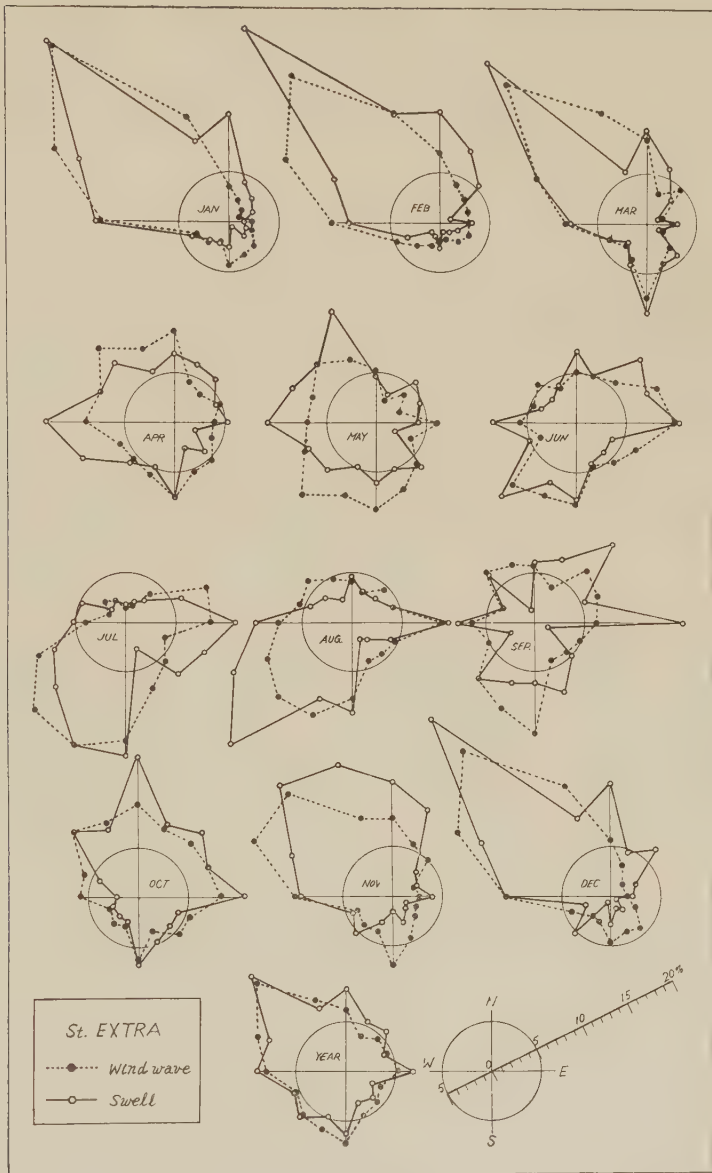


Fig. 4b Wave roses at Extra, showing the frequency of direction in percent of wind waves and swell by 16 points of the compass.

direction of swell generally differs from that of wind waves, but, so far as we consider the number of occurrence in a month, the direction of both waves fairly

accords with each other.

At two stations, the northerly wave remarkably prevails in winter and the southerly wave in summer corresponding to the direction of predominant monsoon in respective seasons. In intermediate seasons between them the shape of wave roses is complicated.

4. Meteorological conditions which cause high waves

Fig. 5 gives the number of storms which caused high waves more than 5m during full three years. And we roughly classified these storms into three types such as a typhoon, a cyclone and a northerly monsoon in a cold season, and the result is indicated in Table 6. Notable points are as follows:

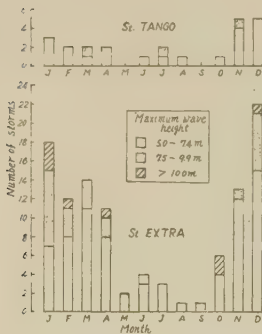


Fig. 5 Number of storms which caused high waves more than 5m during full three years from Nov. 1950 to Oct. 1953.

At both ocean weather stations the number of storms which cause high waves is more in winter and less in late spring and early fall. The total of these storms is remarkably greater at Extra than at Tango.

High waves in winter are due to severe extratropical cyclones and northerly monsoons, and those in spring and fall are due to cyclones. Agitated seas are sometimes raised by typhoons from summer to fall at Tango and in late fall at Extra, and the number of them is greater at the former station than at the latter contrary to the case of cyclones. We must note, however,

Table 6. The number and type of storms which caused high waves more than 5 meter during full three years from Nov. 1950 to Oct. 1953.

Month		Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Total
Tango	Cyclone	2	1	2	2	—	1	—	—	—	—	1	3	12
	Monsoon	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2	6
	Typhoon	—	—	—	—	—	—	2	1	—	1	2	—	6
	Total	3	2	2	2	0	1	2	1	0	1	5	5	24
Extra	Cyclone	11	10	14	11	2	4	3	1	1	3	11	12	83
	Monsoon	7	2	—	—	—	—	—	—	—	—	1	9	19
	Typhoon	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	1	1	5
	Total	18	12	14	11	2	4	3	1	1	6	13	22	107

S. Unoki: Wave Climate at the Ocean Weather Stations Tango and Extra

that the actual number of typhoons in question is greater than the number shown in Table 6 because it is not seldom that the weather ship leaves the designated place in order to take refuge from a violent typhoon or to pursue it.

A storm which gives rise to enormous waves over 10 m is a few, and it corresponds to a typhoon at Tango and to a winter cyclone at Extra. The greatest wave at Tango observed in the period 1949 to 1956 is 12.0 m in height and 10.5 sec in period due to Typhoon Patricia of Oct. 27, 1949, but we can expect that waves higher than 12 m would be arisen there though they were not observed on account of the refuge of the weather ship from a typhoon. The greatest wave at Extra observed in the period 1949 to 1953 is 13.0 m due to remarkably developed cyclones of Feb. 15, 1951 and Jan. 15, 1952.

Acknowledgements

The author wishes to express his thanks to the members of the Maritime-Meteorological Section, Japan Meteorological Agency, who have given him every facility for the collection of wave materials. Equal thanks are due to Dr. M. Nakano and Dr. H. Futi for their kind encouragement.

References

- KOIZUMI, M., 1956: Researches on the Variations of Oceanographic Conditions in the Region of the Ocean Weather Station "Extra" in the North Pacific Ocean (II). Pap. Meteor. Geophys. **6** (3-4), pp. 261-272.
- UNOKI, S., 1955: General Aspect of Wind Waves and Swell in the Vicinity of Japan. Pap. Meteor. Geophys. **6** (2), pp. 172-184.

On the Variation of the Kuroshio Current South of Honshu (Japanese Main Island)

By

J. FUKUOKA

Meteorological Research Institute, Tokyo

1. Introduction

In the following the author intends to describe the flow pattern of the Kuroshio as well as the mechanism of the cold water mass appearance, based upon the data of NORPAC observation in 1955, the Japanese Navy data in 1938-41 and the Hydrographic Department data of 1950-51, in order to study the variation of the Kuroshio.

2. The Flow Pattern of the Kuroshio in 1938-41

When we make the maps of water temperature and salinity distributions and

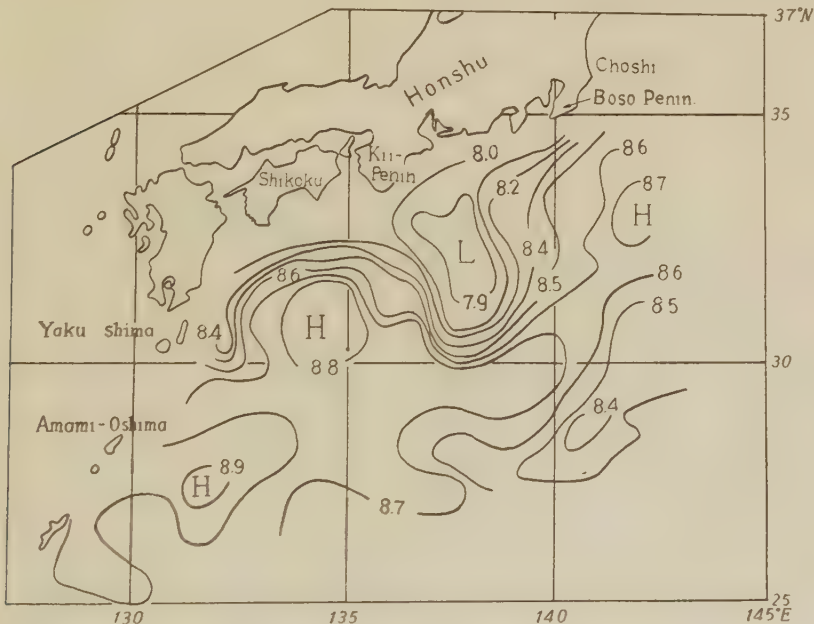


Fig. 1 (a). Dynamical topography in July-August 1938 (Surface — 800db, +770).

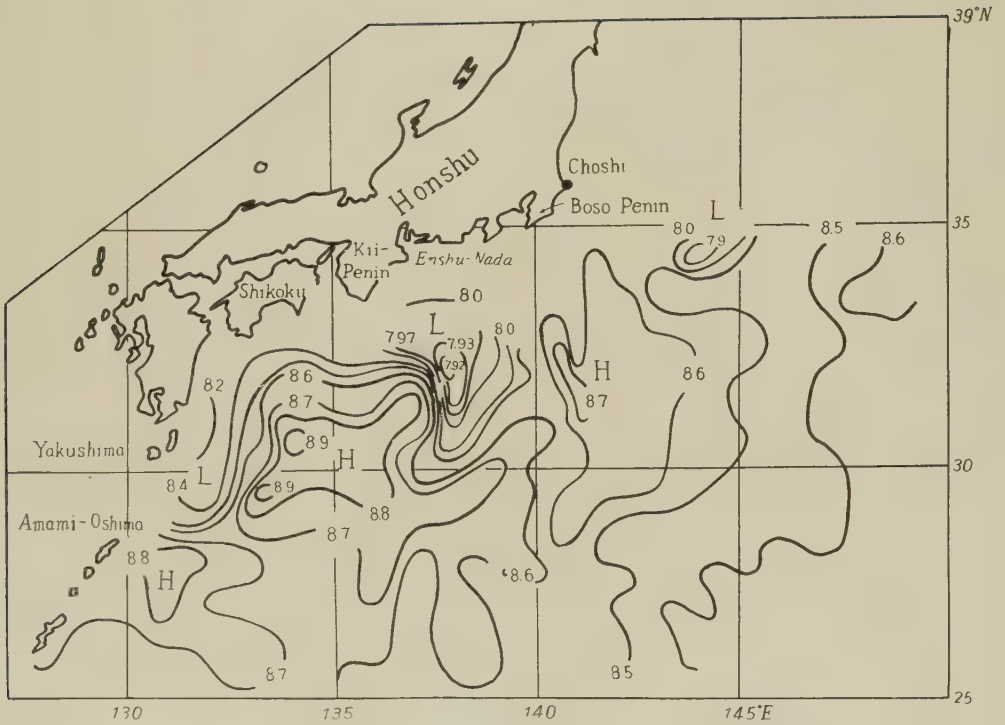


Fig. 1 (b). Dynamical topography in July-August 1939 (Surface -800db , $+770$).

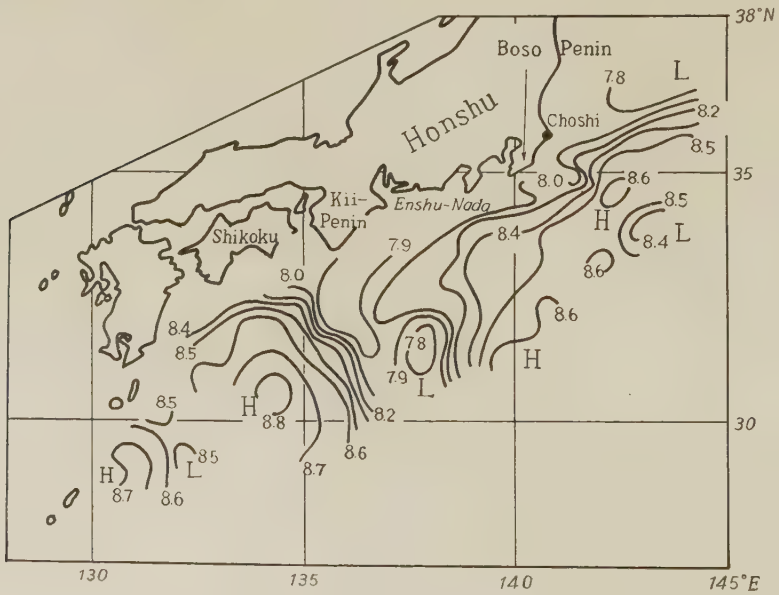


Fig. 1 (c). Dynamical topography in May-June 1940 (Surface -800db , $+770$).

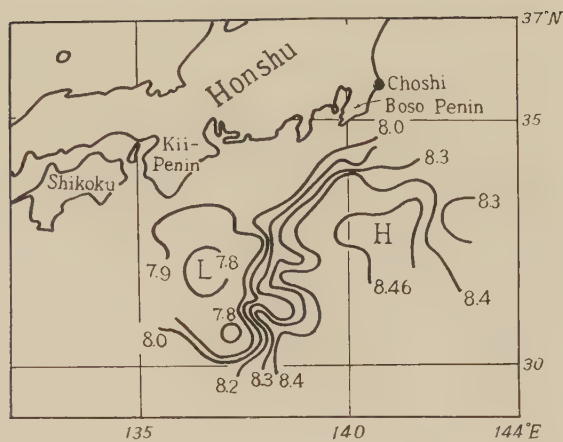


Fig. 1 (d). Dynamical topography in January-March 1941 (Surface -800db , $+770$).

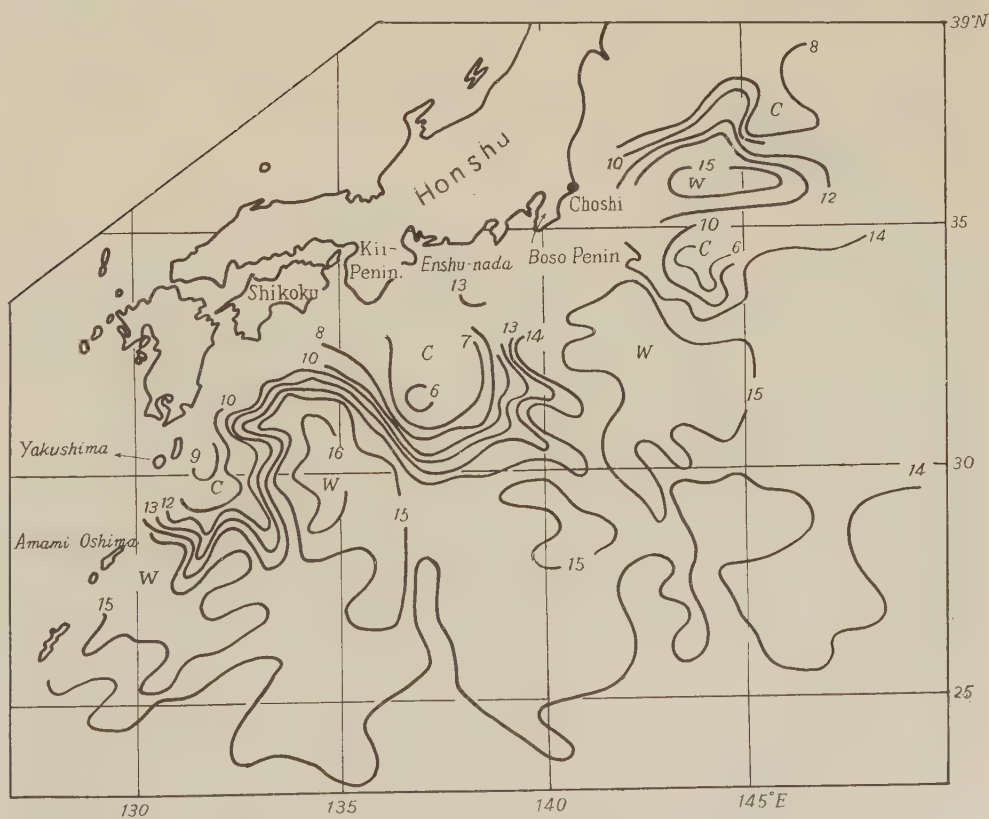


Fig. 2 (a). Isotherms ($^{\circ}\text{C}$) on 400 m depth in July-August 1939.

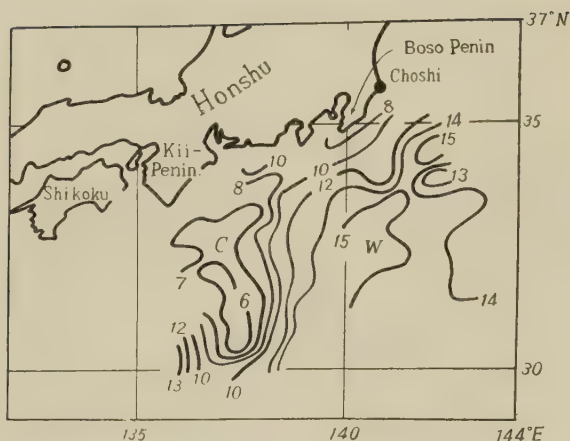


Fig. 2 (b). Isotherms ($^{\circ}\text{C}$) on 400 m depth in January-March 1941.

the dynamic charts of several depths of 1938–41, the most characteristic feature is the abnormal state of the Kuroshio (extreme meandering of the Kuroshio). Dynamical charts are shown in Fig. 1. The Kuroshio meanders in the region south of the Kii Peninsula. The flow pattern in the north area from 35°N can not be given from the scanty data available.

The maps of isotherms at 400 m depth are drawn in Fig. 2, instead of the dynamical chart. From these maps it is seen that the cold water mass south of the Kii Peninsula has a lower temperature than its surrounding and the steepest gradient of water temperature is along the path of the Kuroshio. If we examine closely the water masses near the Kuroshio, we find there are water masses of high temperature and high salinity south of the Shikoku and east of Choshi. (For the positions of Shikoku and Choshi see Figs. 1 and 2)

In Fig. 2 the cold water mass is indicated by *C* and warm water mass by *W*. When we examine in detail the distribution of water masses, it becomes clear that there are warm water masses in four areas, that is, east of Amami-Oshima, south of Shikoku, east of Hachijo-jima and east of Choshi, respectively. These warm water masses have characters in common which Koenuma¹⁾ called *W* water (haline water) in the area east of Hachijo-jima.

When we study the results of oceanographical observations from 1938 to 41, marked differences in the distribution of water masses from year to year are not found. Referring to Fig. 1, the situations of the cold water masses are not greatly changed in the span of these years and seasonal changes of the situation are not seen because the flow patterns in summer 1938 and 1939 are

similar to the flow pattern in winter 1941. So it is seen that these flow patterns must be relatively stable²⁾.

3. The Results of the Oceanographical Observations in the North Pacific Ocean in Summer 1955 (NORPAC Observation)

Oceanographical observations in the North Pacific Ocean were carried out by the co-operation of oceanographers of U. S. A., Canada and Japan. In this country the area of the observations extends from the coast of Honshu to 180° longitude and from 20°N to 50°N latitude. Maps of currents and isotherms are shown in Figs. 3 and 4. From these maps we can see that the Kuroshio flows north-eastward west of the Ryukyu Islands, streams through the straits between Amami-Oshima and Yakushima and flows to north-east 60 sea miles south-east of Yakushima³⁾. (See *Oceanographical Report of C. M. O.*, Vol. 4, No. 4.)

This current approaches the land near Shikoku and changes its direction to south-eastward. It makes a detour around the cold water mass located in Enshu-nada (near 33°N 138°E). After this the current flows northward along

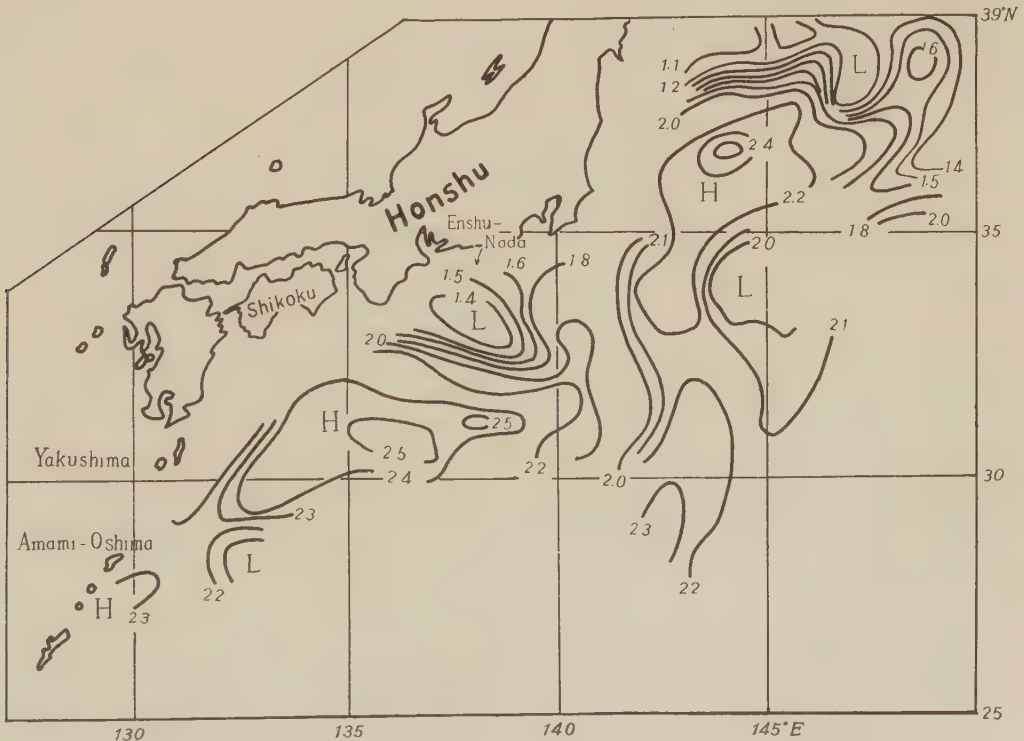


Fig. 3. Dynamical topography in July-August 1955 (Surface-1000db); anomaly.

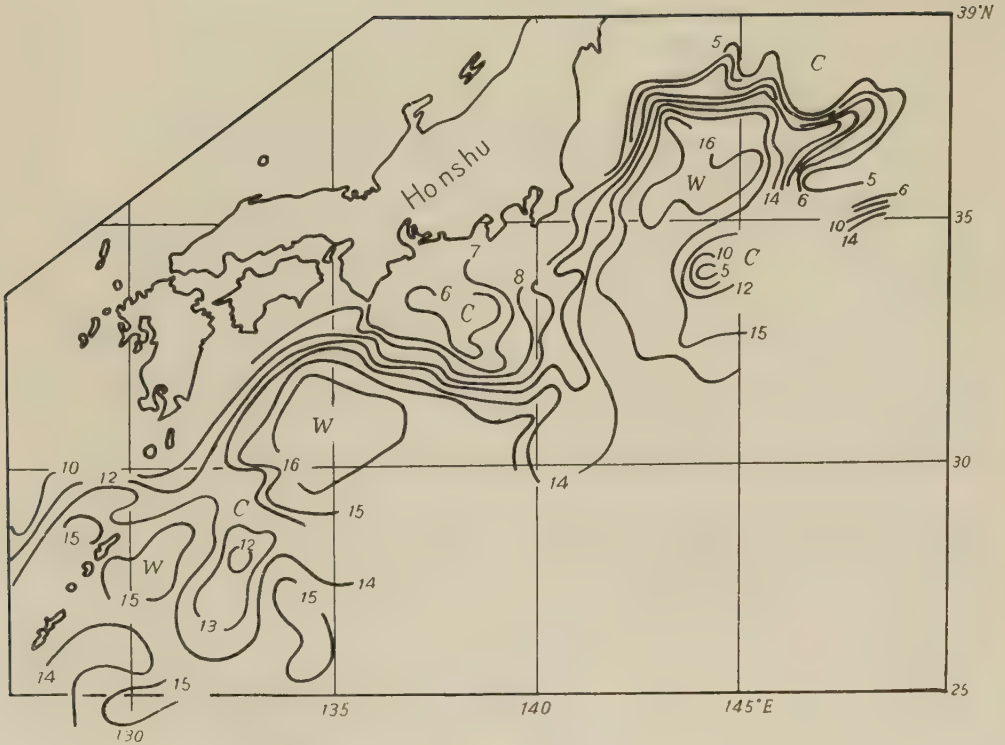


Fig. 4. Isotherms ($^{\circ}\text{C}$) on 400 m depth in July-August 1955.

the Izu Islands. It flows over the submarine ridge near Hachijo-jima and then again flows northward along the Boso Peninsula, meandering widely. (The positions of the Ryukyu Islands, Amami-Oshima, Yakushima, Hachijo-jima and Izu Islands are indicated in Fig. 9.) Maps of dynamical charts and isotherms were prepared in order to compare the data of NORPAC observation with the data obtained in 1939. In both 1939 and 1955, large warm water masses are in existence south of Shikoku and east of Choshi, and there is a cold water mass in south of Enshu-nada. In addition, rather small warm water masses are seen east of Amami-Oshima in both years. We can notice similarity from year to year in the distribution of water masses and in the flow pattern of the Kuroshio when there is a cold water mass in Enshu-nada.

When we study the cross sectional distribution of water temperature along the current path, both water temperature distributions from Yakushima to meandering point and from the submarine ridge of the Izu Islands to the meandering point are similar to each other (Fig. 5). Next, we intend to study the $T-S$ curves of warm water masses south of Shikoku and east of Choshi in

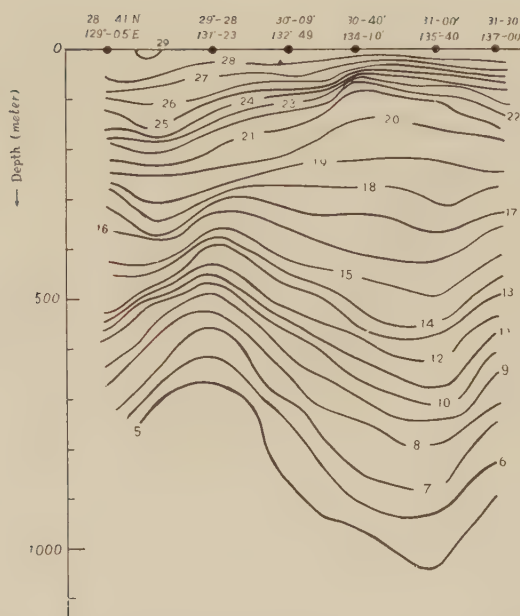


Fig. 5 (a). Cross section of water temperature along the Kuroshio from the Ryukyu submarine ridge to the bending point of the Kuroshio meander south of Shikoku.

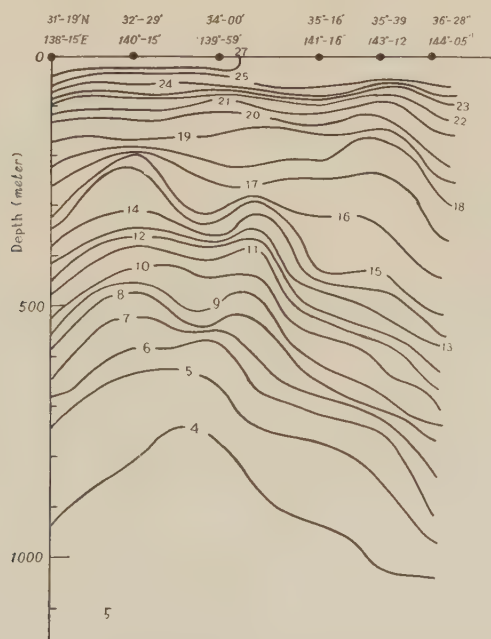


Fig. 5 (b). Cross section of water temperature along the Kuroshio from the Izu submarine ridge to the bending point of the Kuroshio meander east of Choshi.

order to analyze the character of the water mass. According to this analysis the warm water mass south of Shikoku is to be considered as the result of the warm water of the Kuroshio main current sinking down by about 100 m and the warm water mass east of Choshi can also be explained by the downward motion of about 150 m of the Kuroshio itself (Fig. 6). On the other hand, the large cold water mass south of the Kii Peninsula is shown on the upwelling of the Kuroshio water itself by the analysis of $T-S$ curves⁴⁾.

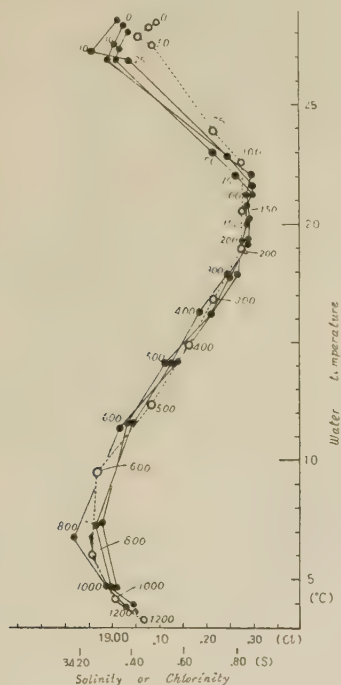


Fig. 6 (a). $T-S$ curves of the warm water mass south of Shikoku and the Kuroshio main current.
○..... Kuroshio
 —●— Warm water mass
 [Small numerals : depth]

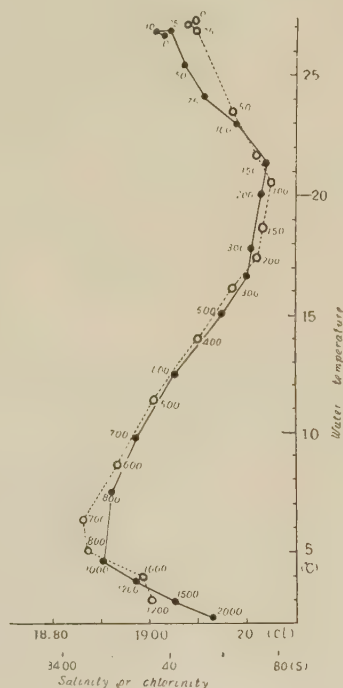


Fig. 6 (b). $T-S$ curves of the warm water mass east of Choshi and the Kuroshio main current.
○..... Kuroshio
 —●— Warm water mass
 [Small numerals : depth]

Namely, the cold water mass inside the Kuroshio is the results of the upwelling, while the warm water mass outside the Kuroshio is the results of its sinking.

4. Oceanographical Observations in 1950 and 1951

The oceanographical observations in 1950 and 1951 were carried out by the Hydrographic Department. In 1950 and 1951 the Kuroshio flowed along the shore

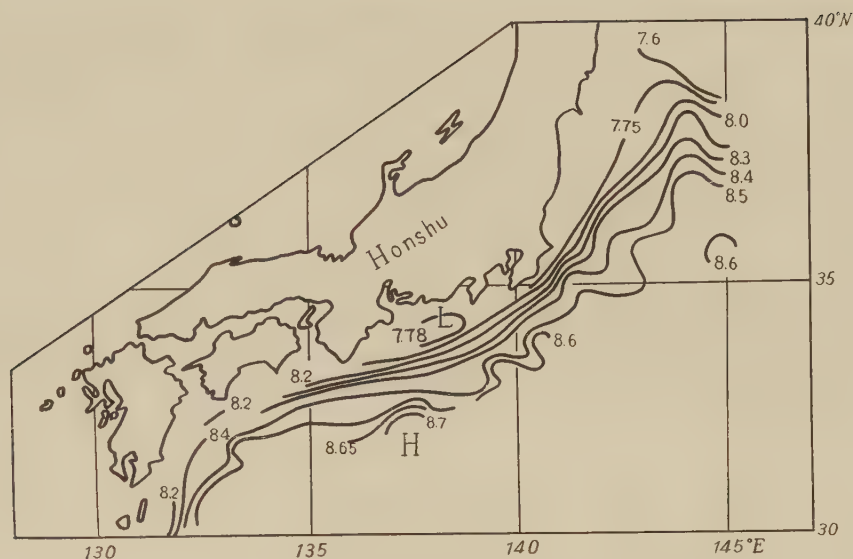


Fig. 7. Dynamical topography in May-June 1951 (Surface — 800db, +770).

of Shikoku and then it flowed in almost straight line eastward off the Kii Peninsula and reached the sea adjacent to the Izu Islands. This flow pattern is different from the flow pattern found in relation to large cold water mass in 1938-41 and 1954-55 because the isobars are almost straight line except for the meandering east of Choshi (Fig. 7).

Though in 1950 and 51, large cold water masses south of the Kii Peninsula have nearly disappeared, there is still a small cyclonic circulation in the sea near Enshu-nada.

5. The Effect of Bottom Topography on the Meandering of the Kuroshio

The problem of the meandering is being studied by many oceanographers. For example, Ekman⁵⁾ examined the effect of the bottom topography on the slope current. Now meteorologists are investigating the possibility that the jet stream may have a close relationship to orography. The results of their studies are shown by means of the vorticity equation. It is concluded that the horizontal divergence or convergence due to the effect of topography results in an increase or a decrease of vorticity, respectively. About the variations of the flow pattern of the Kuroshio, we can consider the effect of the bottom topography. In this paper, the meander of the oceanic current will be studied on the basis of the theory of K. Kajiura.

It is assumed that the flow pattern is stationary and one part is the basic field and the other is the field of small perturbations caused by irregularities of the bottom. Under the assumptions that the scale under the consideration is large, basic current is constant in the vertical, horizontal velocities of perturbations are uniform in the vertical, vertical velocity is a linear function of depth and water is homogeneous, Kajiura⁶⁾ introduced the following solution :

$$v_1 = \frac{h_0}{mHk_1} (\lambda - 2m^2 U_0 k_1 \sin k_1 y) \sin k_2 x,$$

where $U = U_0 \cos k_1 y$ (current velocity along y axis), $h = h_0 \cos k_2 x$ (relief of bottom), $m = \frac{k_1}{k_2}$, H (depth), $\lambda = 2\omega \sin \varphi$. We can obtain several flow patterns under the general velocity U_0 .

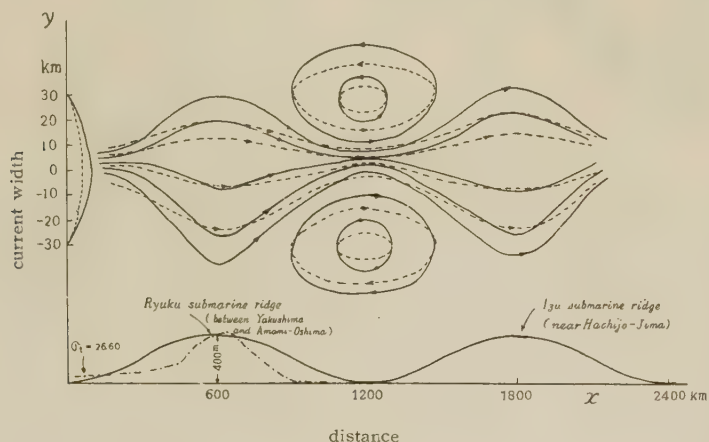


Fig. 8. Sketch map of stream line over the bottom.

Upper : Stream line on the horizontal plane.

Lower : Cross section of topography of motionless layer along the chain line on Fig. 9.

— $U_0 = 50 \text{ cm/s}$. — · — · — distribution of σ_t on the cross section.

..... $= 30 \text{ cm/s}$.

The flow patterns are shown qualitatively in Fig. 8. Now it is assumed that the ocean current in undisturbed state does not flow under 800 m depth and in the upper layer from 800 m depth cross section of motionless layer is shown in Fig. 8 by assuming sinusoidal feature. When we study the cross section of isopycnal, this section is similar to section of bottom. Referring the observational data, we adopt the mean current velocity from surface to 800 m depth by assuming a linear function of depth. In Fig. 8, both cases $U_0 = 50 \text{ cm/s}$ and 30 cm/s are given. We assume that the belt of strong current is 60 km wide. We can see that the flow patterns vary with U_0 . If U_0 is strong, the meander of the flow

pattern is accented. If the current velocity is weak, features of cyclonic and anticyclonic vortex are flat but situation of vortex does not change. So we must vary the width of current in the undisturbed state in order to change the situation of cyclonic vortex. It is considered that the variations of the disturbed flow pattern may be due to the changes of the basic current velocity and current width. Though the above discussion does not take account of the boundary conditions which Honshu is in existence north of the Kuroshio, it may be a track of the analysis of the large cold water mass. In the near future we must study the current velocity profile in the sea area of the undisturbed flow and submarine ridge in order to connect the theory of the flow disturbance by bottom topography with the observational data.

6. The Meandering in the Gulf Stream

It is interesting to compare the meander of the Kuroshio with that of the



Fig. 9. Bottom topography in the sea near Japan. (Numerals in depth : meter)

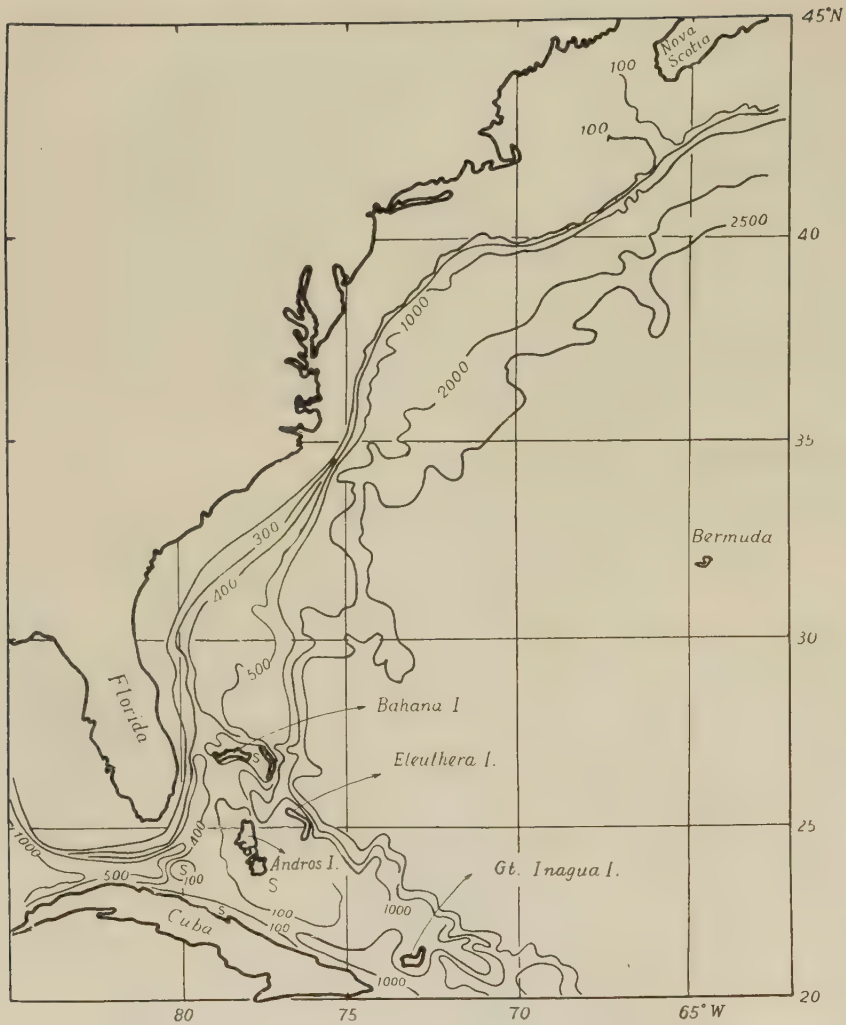


Fig. 10. Bottom topography in the Atlantic Ocean near America.
(Numerals in depth : fathom) S : shallow

Gulf Stream because these strong oceanic currents are similar to each other. In the Gulf Stream region, submarine ridge is found only in the Straits of Florida. We can suppose that the remarkable meandering owing to the bottom topography will only appear at the exit of the Florida Straits (Figs. 9 and 10). The meander is seen near the Sargasso Sea where we can see the sinking motion of current. The phenomena of the meandering of the Gulf Stream seen frequently east of Newfoundland, may be similar to the meander of the Kuroshio east of Choshi.

The meander of the Kuroshio south of the Kii Peninsula are the phenomena which we observe for an extended time, about several years. Such meanderings may be characteristic of the Kuroshio and the author thinks that in the Gulf Stream a more or less permanent meander persisting a certain place is never seen.

Acknowledgement:—It is pleasure to express author's thanks to Dr. Hidaka, professor of the Tokyo University, Dr. Nakano, chief of Oceanographical Laboratory of the Meteorological Research Institute, Dr. Yoshida, assistant professor of the Tokyo University, Dr. Nan'niti, assistant chief of this Laboratory, and Mr. Hanzawa, Marine Meteorological Section of Japan Meteorological Agency for their encouragements and advice.

The author expresses his thanks to Dr. Stommel for his kindness to send current map and to Mr. Cockle for his kind inspection in the English translation of this paper.

References

- (1) Koenuma, K., 1938-41: On the hydrography of the south-western part of the North Pacific and Kuroshio. *Memo. Imp. Mar. Observ.*, **6**, 3, 4 and **7**, 1, 4.
- (2) Uda, M., 1949: On the correlated fluctuation of the Kuroshio current and the cold water mass. *Oceanogr. Mag.*, **1**, 1.
- (3) Oceanographical Section, N.M.O., 1956: Report of the oceanographical observations in the East China Sea in summer, 1955. (in Japanese) *Oceanogr. Rep.*, **4**, 4.
- (4) Moriyasu, S., 1956: On the oceanographical conditions south off Honshu in 1954. *Oceanogr. Mag.*, **7**, 2.
- (5) Ekman, V. W., 1923: Über Horizontalzirkulation bei winderzeugten Meeresströmung. *Ark. f. Mat. Astr. och Fys.*, **17**, 26.
- (6) Kajiura, K., 1953: On the influence of bottom topography on ocean currents. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **9**, 1.

**A Note on the Ice and Ocean Conditions in the Sea
near Syowa Base in Antarctica**

By

Jiro FUKUOKA



A Note on the Ice and Ocean Conditions in the Sea near Syowa Base in Antarctica

By

Jiro FUKUOKA

(Meteorological Research Institute, Tokyo)

1. Introduction

The Japanese Antarctic Research Expedition was unavoidable to abandon the plan of the all around year observation in Antarctica on 24th February 1958 because of the violence of nature. It is very regrettable. But it is difficult and important to make clear why the failure to observe for all around year in Antarctica occurred. In order to assure the cause of this failure I have used the data taken on

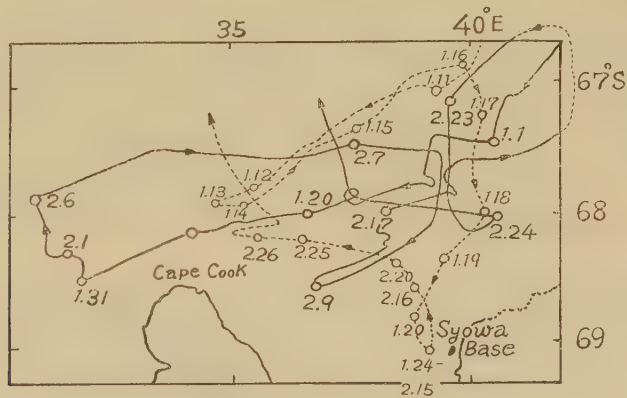


Fig. 1. Route of Soya.

---○--- 1957, —○— 1958 ·legend: 1.20→20th Jan.

board the Research Vessel Soya from 1956 to 1957 (1st Research Expedition) and from 1957 to 1958 (2nd Research Expedition) and the data of foreign countries and have analyzed the state of sea ice and hydrography near Syowa Base. The routes of Soya in both expeditions are shown in Fig. 1.

2. Water temperature

In this study it is assumed that the water temperature difference due to change of space is not shown, that is, observation is carried out in alike location in 1957 and 1958. Of course the assumption is not enough to analyze the data. But in order to utilize a few data this assumption is inevitable.

this westward current forms a part of the above large cyclonic circulation or not. But the westward ocean current seems to transport ice near Syowa Base.

To refer the salinity distribution, the cold water may be connected to the water of the Weddell Sea. HERDMAN stated that the Weddell Sea is the weighty origination area of ice-berg and many ice-bergs are transported eastward by the cold sea water.

We must study the relation between ice volume and cold sea water from the Weddell Sea and also the westward ocean current which transports ice-berg and sea ice in the near future.

3. Wind distribution and sea ice

Ice-berg and sea ice distributions observed in 1st and 2nd Research Expeditions could not be compared with each other on the basis of observational data because available data are very scanty.

It is said that the failure of the whole year observation plan in Antarctica is mainly due to ice increasing. So I shall consider the states of ice in the following.

- (1) whether there is much ice in the sea near Antarctica or not in 1958.
- (2) whether ice generated near Syowa Base is much or not in 1958.
- (3) whether ice transported near the Prince Harald Coast from the remote area is plentiful or not.
- (4) whether ice volume is determined by the combination of above three conditions or not.

Under the consideration of condition (1) we should research the data in observational base in other country. Though the data of other country have not been accepted, all observational parties except Japan could land at Antarctica. So it is not considered that ice volume is much everywhere in Antarctica than the mean state.

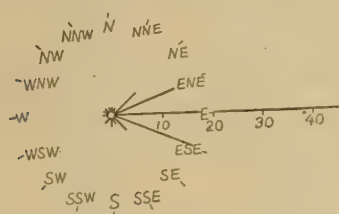
As regard the condition (2), we can not obtain the clear data. About ice conditions in all around year observation it is said that the significant difference between 1957 and 1958 is not seen.

Condition (3) is the most important.

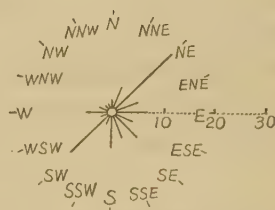
Generally speaking, ice is used to transport by the ocean current, but the surface ocean current around Antarctica is dependent upon wind distribution. So I studied the wind distribution in 1956-1957 and 1957-1958 on the basis of the data of Soya. From Fig. 4 it is seen that south or west wind often blows from 8th to 31st January 1957, but east wind is possibly dominant in the same interval of 1958. The wind-roses of February 1-15 1957 and 1958 are not seen significant differences each other.

According to EKMAN drift current theory, surface current occurs to the direc-

tion of deflecting 45° to left against the wind direction in the South Hemisphere. That is, when east wind dominates, surface ocean current generated by the wind has south-west direction. Ocean current toward SW acts on the ice as the pressing movement to the land of Antarctica.

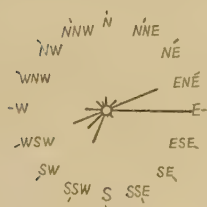


Wind-rose 1958 Jan. 8~31.

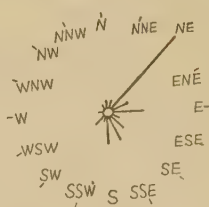


Wind-rose 1957 Jan. 8~31.

Fig. 4(a). Wind-rose on board Soya.



Wind-rose 1958 Feb. 1~15.



Wind-rose 1957 Feb. 1~15.

Fig. 4(b). Wind-rose on board Soya.

Next, we can obtain the ocean current velocity generated by the wind drift on the basis of FUKUTOMI's idea. The mean wind velocity of 1958 is 8.0 m/s. After FUKUTOMI the ocean current corresponding to 8.0 m/s (wind velocity) is about 20 cm/s.

When ocean current of 20 cm/s continues for 15 days, the distance of drift current is 259 km. In order to avoid the damage generated by drift ice it is necessary to patrol the ice condition in the range of 260 km from the present position in the north-east quadrant.

From the above explanations it is important to forecast the wind direction and velocity for the prevention from the drifting ice damage. The ice patrol by the airplane is important to accomplish the landing at Antarctica, but otherwise the distribution of water temperature for wide area also should be utilized for the indirect inference of the ice conditions. As east wind of 1958 continues in longer interval than of 1957, the drift current toward the land of Antarctica of 1958 seems to predominate than of 1957. So ice seems to have become hard and nonshatterable in 1958 by the pressing movement toward the land of Antarctica. But this explanation stated above is merely a speculation.

4. Problem in future

The relation between the ice hardening and duration of east wind will be observed and studied, and the drifting of ice berg and sea ice by east wind will be observed in the rather wide area.

References

- Discovery Report, Station List 1937-39 Vol. 24.
- T. FUKUTOMI: Study of ice (the 14th report) On the Steady Drift-Current and Steady Drift of Sea-Ice due to Wind in the Frozen Sea. (in Japanese with English summary) Low Temp. Sci. 7 1951.
- H. F. P. HERDMAN: The Antarctic Pack Ice. Trident Vol. 17 Feb. 1955.
- Report of transportation of 1st Japanese Antarctic Research Expedition. (mimeograph in Japanese) Marinetime Safty Agency.
- H. MOSBY: The waters of the Atlantic Antarctic Ocean. Scientific Results of the Norwegian Antarctic Expeditions 1927-1928.

The Variations of the Kuroshio Current in the Sea south and east of Honshu (Japanese Main Island)

By

Jiro FUKUOKA

(Meteorological Research Institute, Tokyo)

Abstract:—In the present paper a discussion was made on the appearance of the cold water mass east of Miyake-jima and on the meandering of the Kuroshio east of Honshu (Japanese Main Island). The author studied the relation between the existence of the cold water mass and the meandering of the Kuroshio east of Honshu, and explained that the meandering was due to planetary waves.

§ *Preface*

The author (1958) has already discussed the variation of the Kuroshio current near the Izu Islands. The aim of this paper is to discuss the bottom effect on the Kuroshio which flows over the Izu submarine ridge. This phenomenon seems to be similar jet stream over the mountain. But, according to the latest research, some new phenomena about the deflection of the Kuroshio have been found.

The author intends to report these new phenomena and the variations of the Kuroshio east of Honshu (east of Cape Inubo (Inubo-zaki)) which connect with the deflection of the Kuroshio south of Honshu.

§ *About the Kuroshio near the Izu Islands*

Referring to current charts and water temperature distributions, the Kuroshio which flows to rightward against the advance direction seems to stream around the large cold water mass.

This large cold water mass occupies about 70 nautical miles (130 Km) east of Miyake-jima and constructs the cyclonic circulation. (For positions of island see Fig. 1) The dimension of the cold water mass is about 60 nautical miles in diameter and the thickness of it reaches 800 m, according to the result of observations made by the Hydrographic Department. When the Kuroshio meanders east of Miyake-jima, the cold water mass always occupies in this area. (Fig. 1)

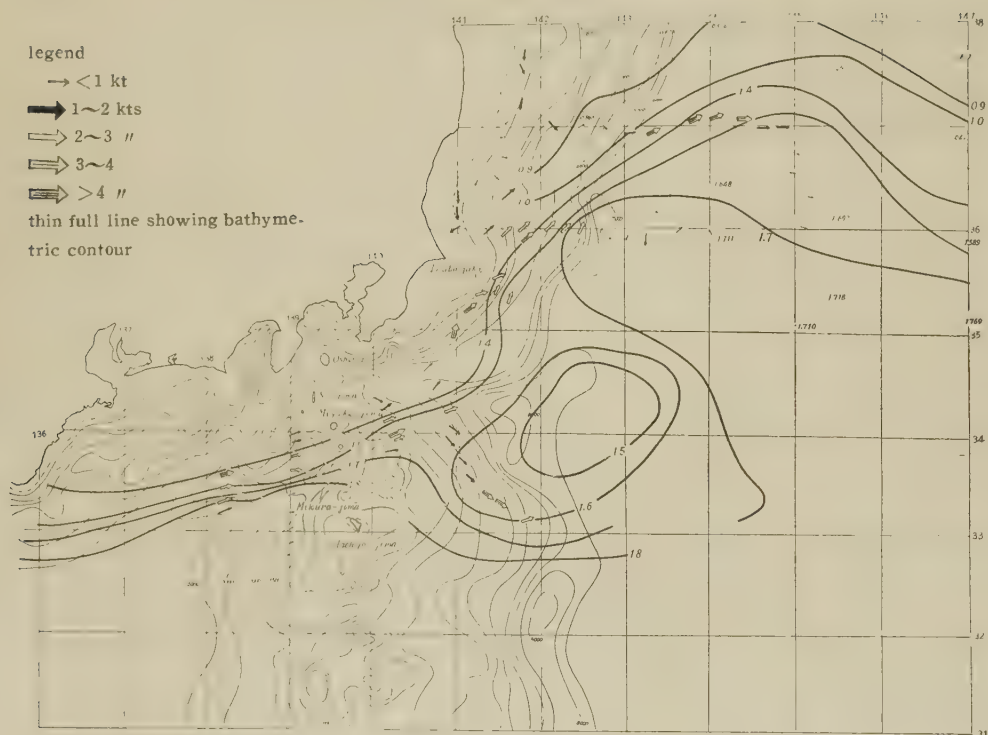


Fig. 1a Dynamical topography (0—600 db) and Current measurement by GEK (Aug. 1956)

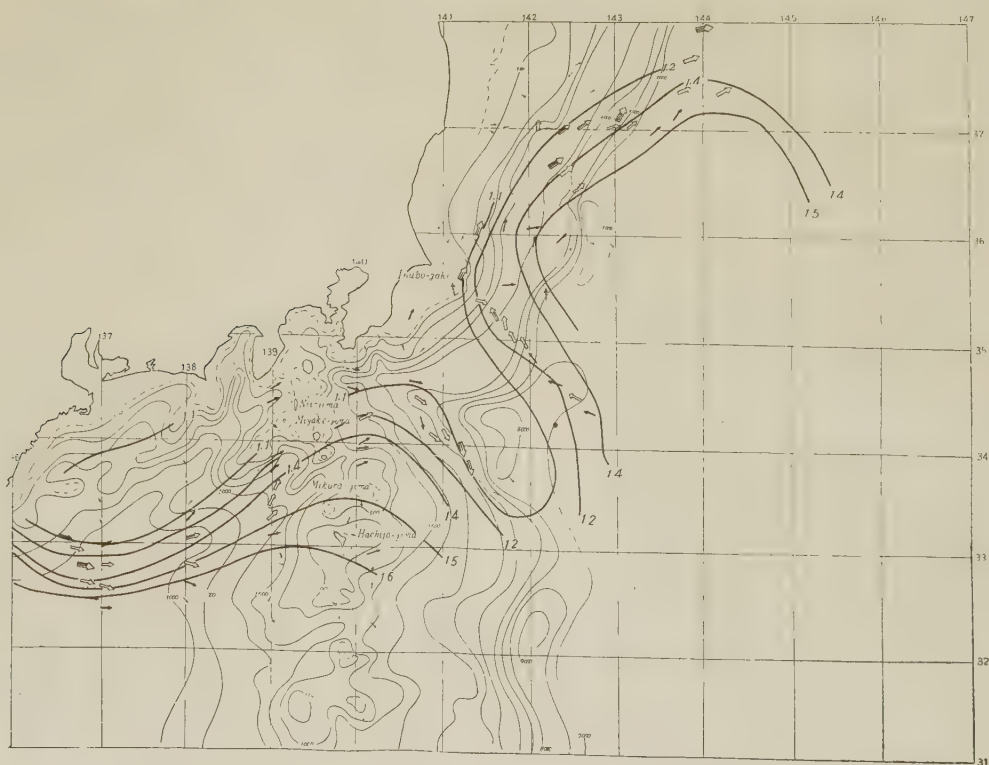


Fig. 1b Dynamical topography (0—600 db) and current measurements by GEK (May, 1957)

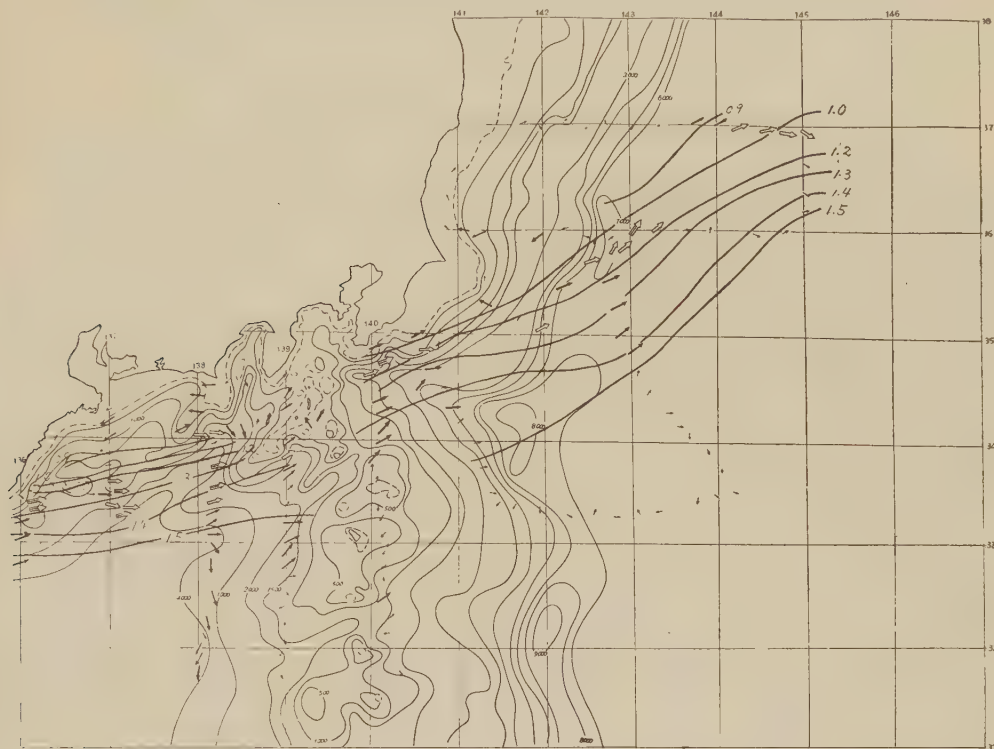


Fig. 2a Dynamical topography (0—600 db) and current measurement by GEK (Mar. 1958)

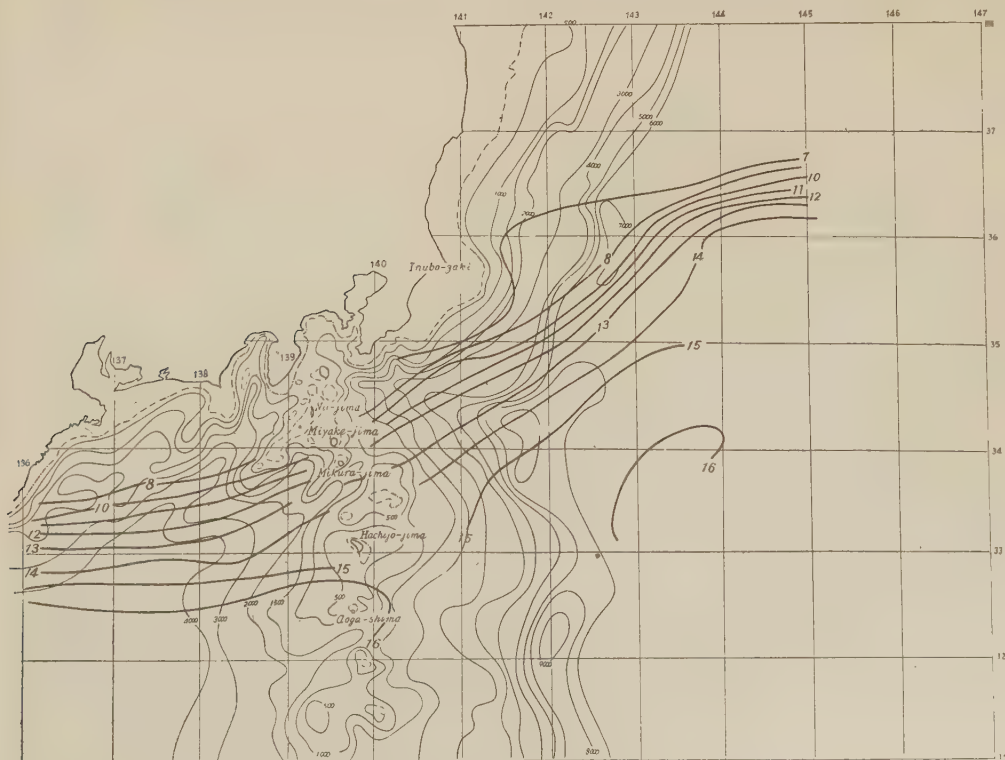


Fig. 2b Water temp. on the 400 m layer (Mar. 1958)

We often found the meandering of the Kuroshio east of the Izu Islands and the appearance of the cold water mass in the past time. (Uda 1938)

The author's idea about the meandering of the Kuroshio near the Izu Islands was dependent upon the submarine ridge effect, but the effective fact opposing against the explanation of the effect by the submarine ridge has been found.

Water temperature distribution and flow patterns of ocean current are shown in Fig. 2 which are based upon the observations carried out by the Hydrographic Department in March 1958. Referring to these charts, we can see that the Kuroshio streams in almost straight line from west to east near Miyake-jima. In west of Miyake-jima the current velocity of the Kuroshio is very swift, being more than 3 knots. When we discuss only from the date of surface current, the flow patterns of the Kuroshio west of the Izu Islands could not be seen the significant difference among three males, that is, August 1956, May 1957 and March 1958. It is said that the flow pattern of August 1956 west of the Izu Islands is similar to that of March 1958. In spite of these similar flow patterns, the Kuroshio of August 1956 meandered widely east of Miyake-jima but that of March 1958 without meandering streamed in almost straight line toward ENE east of Miyake-jima. So the author has questioned the appearance of the current deflection by the effect of submarine ridge.

§ *The cold water mass east of the Izu Islands*

The cold water mass east of the Izu Islands has been briefly explained in the above chapter. The author would like to study the occurrence of the cold water mass on basis of data of 1956 and 1957.

Especially, in August 1956 the cold water mass occupied distinctly. Referring to Fig. 3, low temperature area is seen remarkably at the depths of 400 m and 600 m. The area of the cold water mass constructs the cyclonic circulation on the dynamical chart. When we study the distribution of surface current by GEK, it is very similar to the flow pattern by dynamical calculation. (Fig. 1) When we study the surface current in the northern part of this area in August 1956, the ocean currents along the coast of Tohoku District always have southward direction and rather swift velocity (about 1 knot).

In order to research the origin of the southward current, coastal water temperatures at the northern part of Tohoku District and Hokkaido along the Pacific side were studied. In July and August 1956 water temperatures of the above

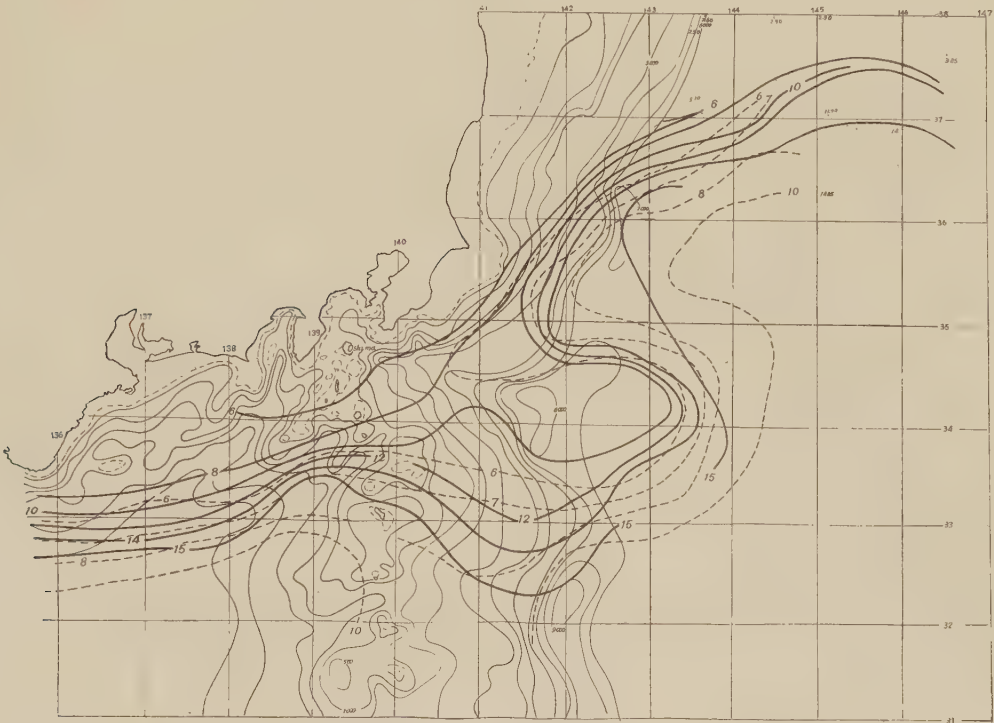


Fig. 3a Water temp. on the 400 m and the 600 m layers
(Aug. 1956 — Water temp. of 400 m Water temp. of 600 m)

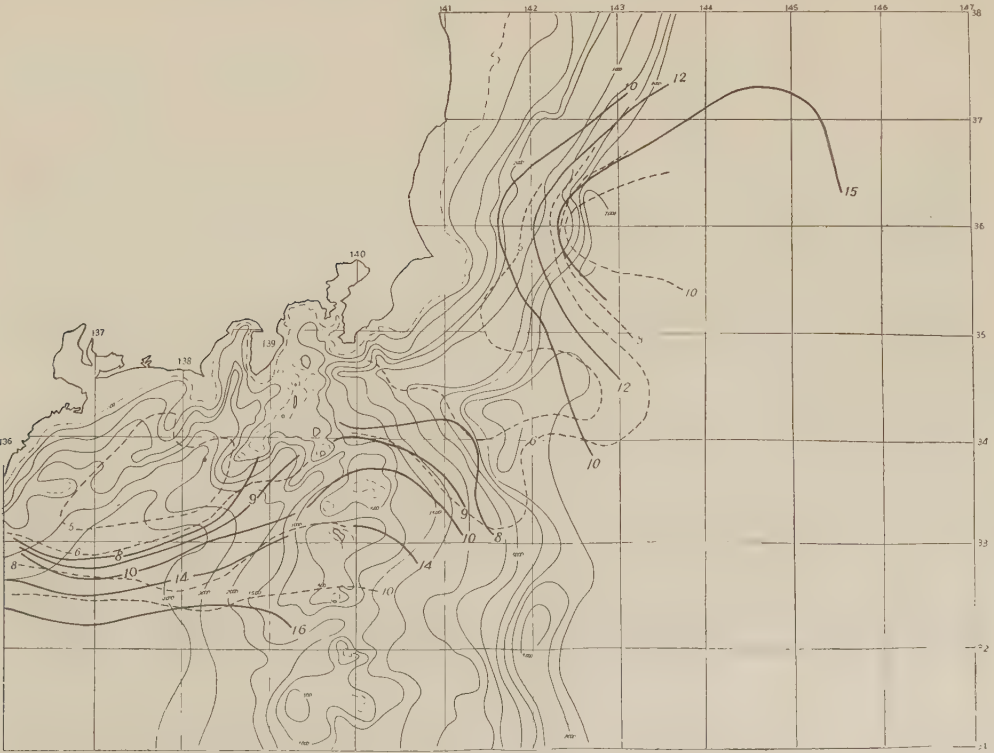


Fig. 3b Water temp. on the 400 m and 600 m layers
(May, 1957 — 400 m 600 m)

stated stations were very low, that is, about 2°C lower than the mean state. (Fig. 4)

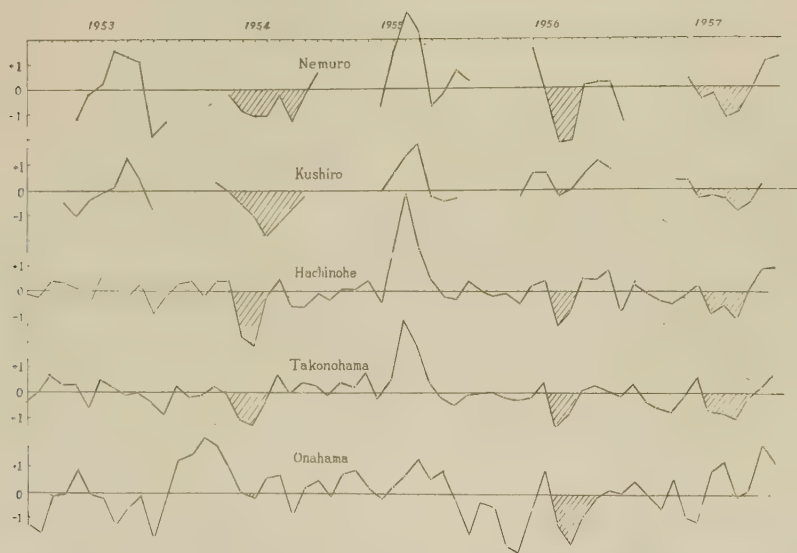


Fig. 4 Departures of monthly mean water temperatures in selected Stations.
(Shadow line showing low temperature in almost Stations)

The characteristics of the southward current in August 1956 is low temperature and rather swift velocity. Next, we study how much the southward current transports. From Fig. 1, we can notice that the coastal Oyashio current has the width of 20 nautical miles (37 km) and the depth of 500 m by T-CI curves. The mean current velocity from the surface to 500 m depth is assumed to be 0.5 knots (25 cm/s). If the Oyashio stated above continues for a month, this transportation value is $11.6 \times 10^{12} \text{m}^3$. On the other hand, the volume of the cold water mass is $12.6 \times 10^{12} \text{m}^3$, assuming that the cold water mass forms a cylinder with diameter of 100 km and the depth of 800 m.

From the above estimation, if the southward current is staying at some place and then constructing the cold water mass and mixing does not happen, the completion of the cold water mass should be necessary for the duration of a month. Could we not see the dominant cold water mass such as stated above before August 1956? Referring to the observational data of May 1956, the cold water mass did not occupy east of Miyake-jima. We could not find the cold water mass, but in the remote distance, that is, near 35°N , 144°E , the dominant southward motion

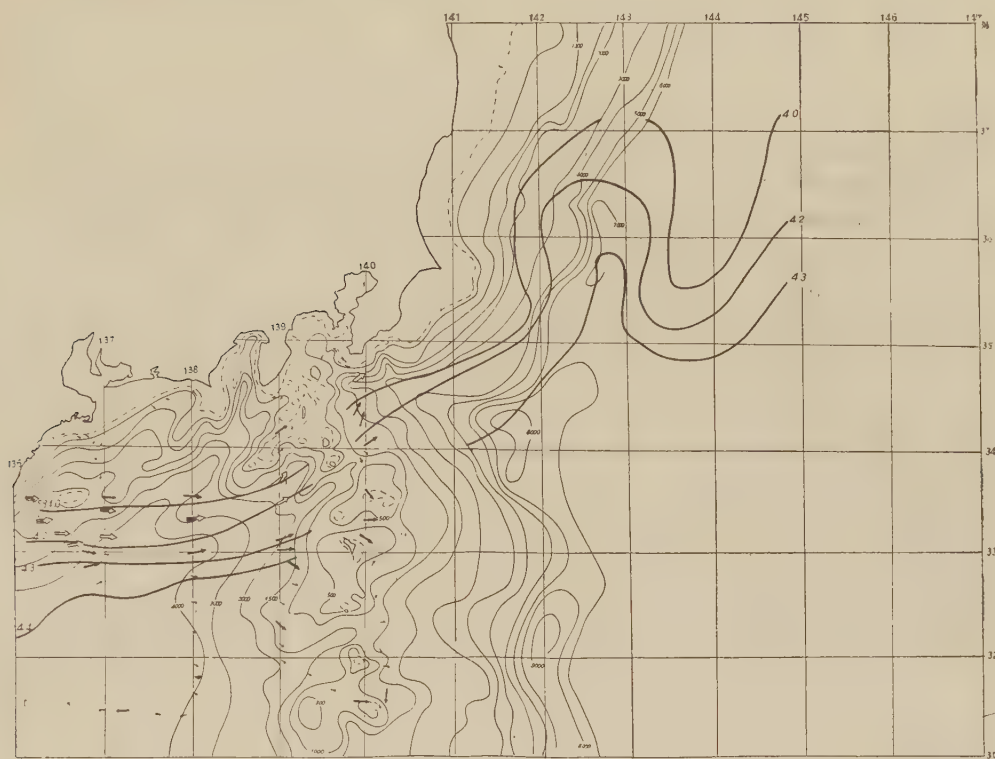


Fig. 5a Dynamical topography (0-600 db) and current measurements by GEK (May, 1956)

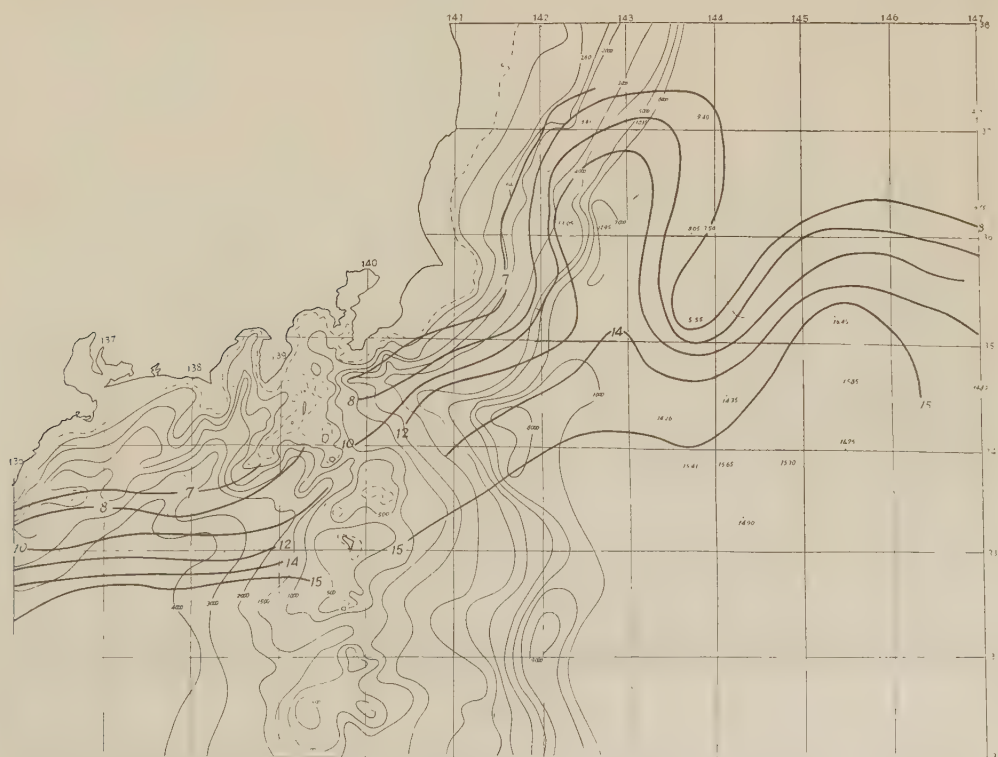
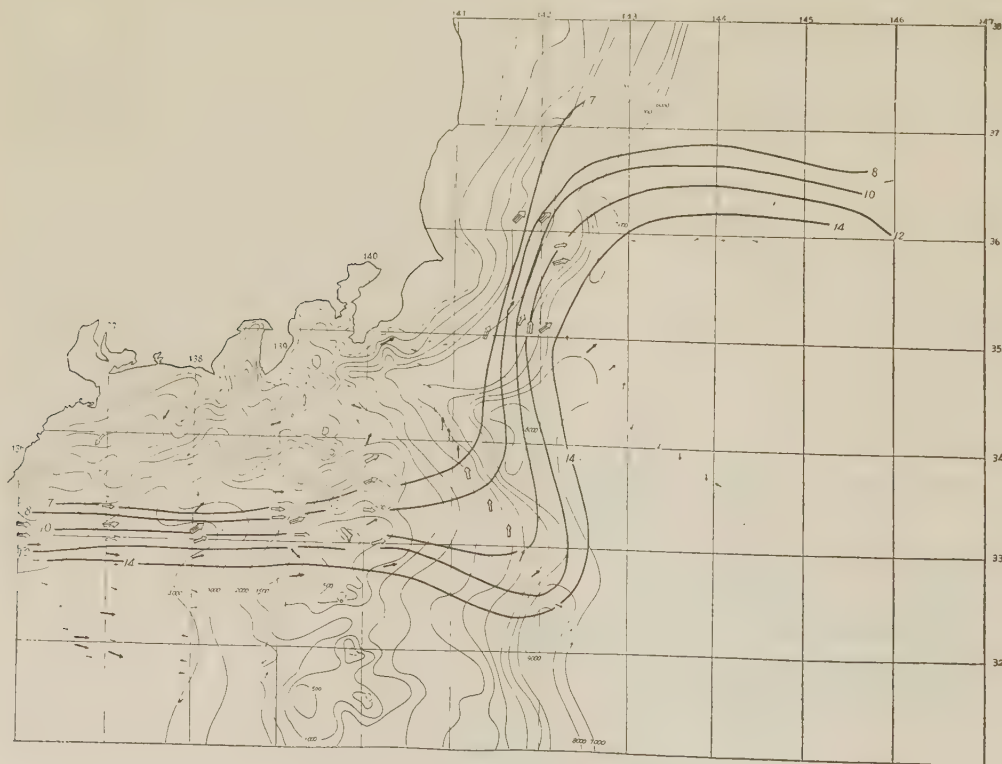


Fig. 5b Water temp. on the 400 m layer (May, 1956)

of the cold water on 400 m and 600 m water temperature distributions. (Fig. 5)

Although both flow patterns in 1956 and 1958 by GEK have not difference west of the Izu Islands, the fact which the Kuroshio does not meander east of Miyakejima in 1958 must indicate that the explanation to occur this meandering in the Kuroshio only due to the effect of the submarine ridge is not sufficient. So we should notice the existence of the cold water mass. How long is the life time of this cold water mass, since the appearance of it? From August 1956 to May 1957 twice oceanographical observations were carried out in November 1956 and March 1957. For all fourth observations we can find the cold water mass. In August 1957 this water mass reduced, but the trace of it could be seen. (Fig. 6) Of course, the supply of the Oyashio current to the cold water mass should be considered continuously all interval. But it may be seen that the life time of the cold water mass is about 13 months. The origin of the cold water mass is regarded as the southward motion of the Oyashio along the coast of Tohoku. But



J. Fukuoka: The Variations of the Kuroshio Current in the Sea south and east of Honshu the cold water mass was often seen off shore. (Fig. 5) For example, in May 1956 the cold water mass was found off shore and it is considered that the cold water moves toward south and so occupies east of Miyake-jima.

It is not certain whether the origin of the cold water mass is due to the southward motion of the coastal Oyashio current or of the off-shore Oyashio. It is necessary to study the distinct origin of the cold water mass in future.

Next, it should be studied whether or not the phenomena of the cold water and the Kuroshio meandering east of Miyake-jima were noticed in the past. Before the Second World War oceanographical observations were not often carried out in the sea area under consideration, that is, east of the Izu Islands. After the War, the observation of this sea area also was not excersized frequently. By the reference of a few data, in June 1950 the Kuroshio over the Izu submarine ridge meandered indistinctly, but in 1951 the meandering of the Kuroshio was not seen at all. (Fig. 7) The Kuroshio meandering in June 1950 is not so remarkable as in

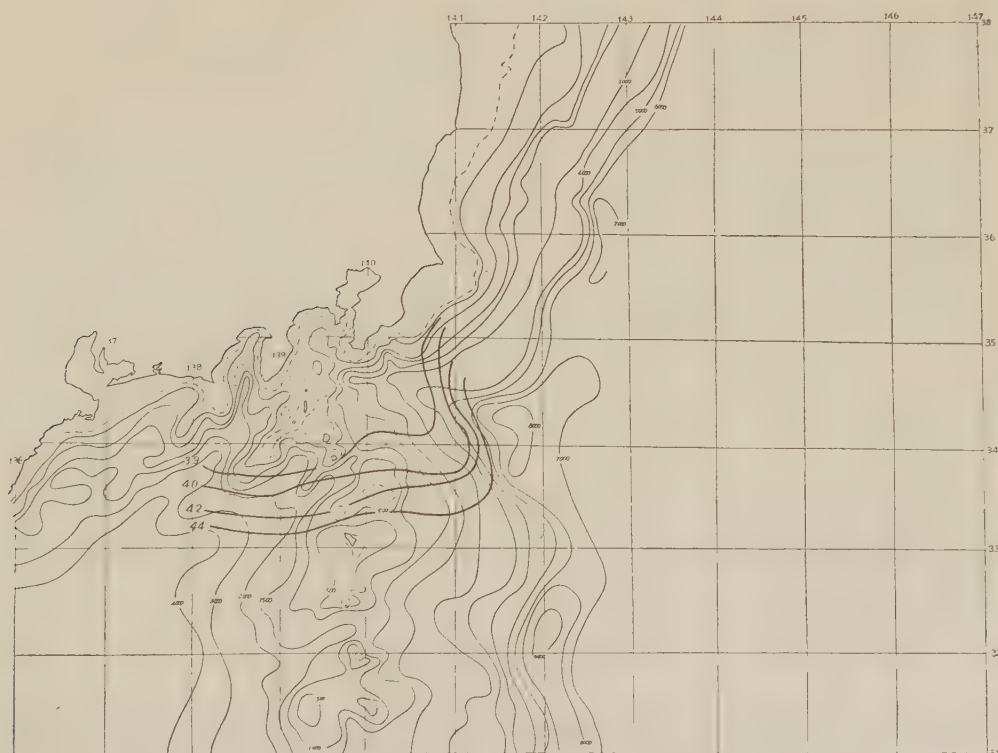


Fig. 7 Dynamical topography (0—600 db) (June 18~July 4, 1950)

August 1956. It is not decided whether the indistinct meandering is in progress or indicates phenomena in the time of decay of the cold water mass.

When we study the coastal water temperature at Tohoku and Hokkaido along the Pacific side, the rather lower water temperatures than mean state are seen in June 1949. It may be seen that the lowering of coastal water temperature may be connected with the existence of the cold water mass, but this relation is not clear. The water temperature lowering in 1949 is not so noticeable as in 1956.

§ The Kuroshio main current east of Honshu

The above discussions were mainly delivered about the appearance and duration of the cold water mass. In the following, the author studies the variations of the zone of the Kuroshio main current which may be dependent upon the existence of the cold water mass east of Miyake-jima. When we decided the path of the Kuroshio main current from May 1956 to August 1957, it is shown in Fig. 1. The paths of the Kuroshio in November 1957 and March 1958 are shown in Fig. 2. The paths of the latter differ remarkably from them in the former. In the case of the existence of the cold water mass east of Miyake-jima, the Kuroshio near Inubo-zaki streams toward north in almost straight line but unless, it flows toward north-east or east-north-east. The Kuroshio of the former reaches more northward than of the latter. ICHIE (1957) already studied the meandering of the warm current related the growth of the warm water mass east of Tohoku.

Following ICHIE's paper these phenomena are considered below. ROSSBY (1940) introduced the expression which vorticity transport is constant.

$$fV + \frac{M}{R} = \text{const} \quad \left\{ \begin{array}{l} \text{Where } f \text{ Coriolis parameter, } V \text{ volume} \\ \text{transport of current unit depth, } M \\ \text{momentum transport per unit depth, } R \\ \text{radius of curvature of the stream line,} \\ x \text{ eastward, } y \text{ northward} \end{array} \right.$$

The vorticity transport of narrow, straight west wind current is given by the expression $f_0 V$, f_0 being the value of the Coriolis parameter at latitude of the current axis ($y=0$).

The vorticity transport in this same region has the value as follows:

$$fV + \frac{M}{R} = (f_0 + \beta y) V + \frac{M}{R} \quad \left(\beta = \frac{\partial f}{\partial y} \right)$$

As y increases $1/R$ must decrease and finally vanish (inflexion point). The initial cyclonic vorticity of the perturbation is seen checked by the increasing

J. Fukuoka, : The Variations of the Kuroshio Current in the Sea south and east of Honshu anticyclonic vorticity associated with the northward displacement. The differential equation for this stable perturbation pattern is best obtained by shifting the origin ($y=0$) to the mean position of the disturbed current. This mean position must obviously coincide with the inflexion point to the current. Thus,

$$fV + \frac{M}{R} = f_0V$$

is the equation for the current, provided R is positive for cyclonic curvature, negative for anticyclonic. From this equation it follows that

$$\beta yV + \frac{M}{R} = 0 \quad \text{where} \quad -\frac{1}{R} = \frac{d^2y}{dx^2} \left[1 + \left(\frac{dy}{dx} \right)^2 \right]^{-\frac{3}{2}}$$

The extreme case is provided by current intersecting the axis at right angles. It then follows that

$$\begin{aligned} \frac{dy}{dx} &= \infty & \text{for } y=0 \\ \frac{\beta V}{M} y_0^2 &= 2 & y_0 = 1.414 \sqrt{\frac{\bar{c}}{\beta}} \quad \left(\text{for } \bar{c} = \frac{M}{V} \right) \end{aligned}$$

(where y_0 signifies the northmost displacement of the current from its mean state)

A quarter of a wave length is obtained by integration between $y=0$ and $y=y_0$. The result is

$$L = 4y_0 \int_0^1 \frac{s^2}{\sqrt{1-s^4}} ds = 5.656 \sqrt{\frac{\bar{c}}{\beta}} \int_0^1 \frac{s^2}{\sqrt{1-s^4}} ds = 3.39 \sqrt{\frac{\bar{c}}{\beta}} \quad \text{where } s = \frac{y}{y_0}$$

As the Kuroshio streams to north in almost straight line east of Inubo-zaki, there is a cold water mass east of Miyake-jima. We can regard this case as $\frac{dy}{dx} = \infty$. Values of y_0 and L are obtained at 36°N as shown in Fig. 1.

$$y_0 = 232 \text{ km} \quad L = 557 \text{ km} \quad (\beta = 1.825 \times 10^{-13} \quad \bar{c} = 50 \text{ cm/s})$$

When the Kuroshio off Inubo-zaki streams to north-east or east-north-east, we have $\frac{dy}{dx} = \alpha$ in $y=0$.

$$\text{In this case } L = 2\pi \sqrt{\frac{\bar{c}}{\beta}}$$

$$L = 1033 \text{ km} \quad (\beta = 1.852 \times 10^{-13} \quad \bar{c} = 50 \text{ cm/s})$$

$$\begin{aligned} \text{Where} \quad \frac{dy}{dx} &= \frac{1}{2} & (\text{for } y=0) \\ y_0 &= 75 \text{ km} \end{aligned}$$

In the former we can see that the wave length L and amplitude y_0 are 660 km and 200 km, respectively by the data of May 1957 which are considered as the



Fig. 8a The Kuroshio path and 200 m water temperature of May 1957
 --- Kuroshio path



Fig. 8b The Kuroshio path and 200 m water temperature of Mar. 1958
 --- Kuroshio path

typical pattern of the northward Kuroshio. (Fig. 8a) The example of the latter is the observation of March 1958. In March 1958 a half wave length is merely observed, but by observation $1/2 L$ is 500 km and y is 110 km. Calculation is to be in accord with observation. (Fig. 8b)

§ Problem in future

In the above sections we have discussed the meandering of the Kuroshio near the Izu Islands, the appearance of the cold water mass east of Miyake-jima and the relation between the variation of the Kuroshio main current east of Inubo-zaki and existence of this cold water mass. But as we have already noticed data are too scanty to discuss the variations of current. In order to obtain continuous data of the current, it is desirable to install tide gauges in the Izu Islands where we can obtained the relative value of the current velocity by gaining differences of sea level at different tidal stations. That is, if tide gauges could be installed in Nii-jima, Miyake-jima, Hachijo-jima and Aoga-shima, the relative current conditions between two islands could be seen clearly.

Next, we must study the current profile of the Kuroshio and the Oyashio. The author already reported that it is necessary to study the current profile of the Kuroshio near the Izu Islands.

J. Fukuoka: The Variations of the Kuroshio Current in the Sea south and east of Honshu

Moreover, it is important to observe the current profiles of the coastal Oyashio and the off-shore Oyashio in order to determine the origin of the cold water mass east of Miyake-jima. It is interesting to note that the cold water mass occupies over the Japan trench. (Fig. 3) If the cold water mass is due to upwelling, we must study how deep the upwelling appears from. We will look forward to observe at least till 4000 m depth because to assure the upwelling.

Acknowledgement: It is pleasure to express author's thanks to Dr. Nakano, Dr. Yoshida and Dr. Nan'niti for their encouragement and advice.

References

- FUKUOKA, J. 1958: On the Kuroshio near the Izu Islands. Journ. Oceanogr. Soc. Japan Vol. 14, No. 1, pp 11-14
- ICHIYE, T. 1957: On the Behaviour of the Vortex in the Polar Front Region. (Hydrography of the Polar Front Region 1) Oceanogr. Mag. Vol. 7, No. 2, pp 115-132
- ROSSBY, C-G. 1940: Planetary Flow Patterns in the Atmosphere. Quart. Journ. Roy. Meteor. Soc. Vol. 66, Supplement pp 68-87
- UDA, M. 1938: Hydrographical Fluctuation in the North-Eastern Sea Region adjacent to Japan of the North Pacific Ocean. (in Japanese) (A Result of the Simultaneous Oceanographical Investigations in 1934-1937) Journ. Imperial Fisheries Experim. Stat. No. 9, pp 1-66 March

Relation between the velocity and the location of the front of the Kuroshio off the Tôhoku district

Tosio NAN'NITI

Meteorological Research Institute

Abstract: Some dynamical calculation about the Kuroshio and the Oyashio current was made, and the relation between the velocity and the location of their front off the Tôhoku district is studied. The phenomena of front are very complicated, and they have not a definite relation between them but the front is formed at some location irrespective of the velocity of Kuroshio.

1. Introduction

It is very important to forecast the oceanic conditions to study the location of the front of the Kuroshio off the Tôhoku district. If the relationship of the initial current velocity at Bôsô peninsula and the location of the front was looked for, it may be easy to forecast the oceanic conditions. The following method was applied to this study as equal as in my previous paper (Nan'niti 1958) to calculate the dynamical properties of the Kuroshio and the Oyashio.

2. Numerical calculation

The result referred from the previous paper is

$$\begin{aligned}\rho &= \rho_0 - \Delta \rho e^{k\{h(x) - z\}} \\ h(x) &= h(\infty) (1 - e^{-\alpha x}) \\ v(x) &= \sqrt{g \frac{\Delta \rho}{\rho} h(\infty)} \cdot e^{-\alpha x} \\ &= c e^{-\alpha x}\end{aligned}$$

where

$$\alpha = f/c$$

The x -coordinate is cross-stream pointing to southward and the y axis is equal to 42°N line.

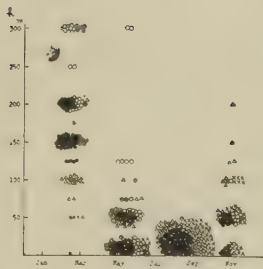


Fig. 1. Seasonal variation of thickness h of the top layer of uniform density. Symbols: ●Oyashio water, × coastal water, Δ mixed water with Kuroshio and Oyashio, ⊙Northern Kuroshio water, ○Southern Kuroshio water.

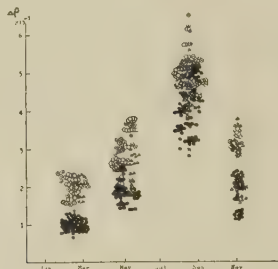
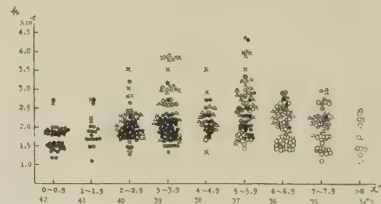


Fig. 2. Seasonal variation of $\Delta\rho$. Symbols are the same as explained in Fig. 1.

Fig. 3. Mean value of k as functions of location α° , or water masses. Symbols are the same as explained in the above figures.



The figures of density structure or h , $\Delta\rho$, k are shown in Figs. 1, 2 and 3. The top layer of uniform density, h , and the density difference, $\Delta\rho$, show seasonal variation, and they are estimated as follows

Table 1. Mean values of $h(\infty)$ and $\Delta\rho$

	month	$h(\infty)^m$	$\Delta\rho \times 10^{-3}$
Kuroshio	{February March	200	2
	{August September	25	5
Oyashio	{February March	150	1
	{August September	25	4

So the ratio of maximum velocity in spring and summer is $C_{\text{summer}}/C_{\text{spring}}=0.6$ in the Kuroshio and $=0.8$ in the Oyashio. The observed mean value from 1924 to 1934 shown in the current chart of the North Pacific Ocean (chart No. 6031) published by the Maritime Safety Agency is as follows.

T. Nan'iti: Relation between the velocity and the location of the front

Table 2. Mean maximum velocity of the Kuroshio off Tiôsi, Bôso peninsula, from 1924 to 1934.

month	max. vel. (kt)	location where the Kuroshio can reach
Dec. Jan. Feb. Mar.	2.5}	N 37° parallel
Apr. May	2.8}	
Jun. Jul. Aug. Sep.	2.0}	N 35° parallel
Oct. Nov.	1.6}	

So the ratio of maximum speed is $C_{\text{summer}}/C_{\text{spring}} = 0.8$. At any rate, the current speed in the summer decreases about 20 percents than in the spring.

The mean vertical distribution of density ρ of each water mass is shown in Fig. 4 and from the figure we have the following Table 3.

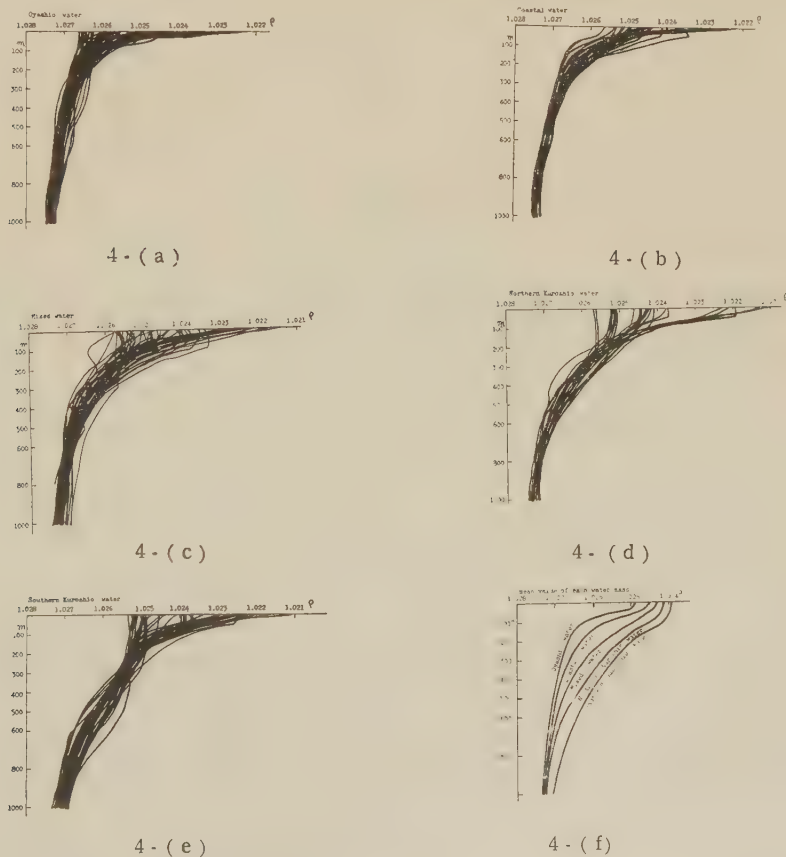


Fig. 4. Mean vertical distribution of density of each water mass. (a~f)

Table 3. Mean value of the character of each water mass.

Water mass	x°	ρ_b	$\Delta\rho(10^{-3})$	$h(m)$	$k(10^{-6})$	Symbols
Oyashio	0~6	1.02745	2.6	150	1.932	●
Coastal water	—	1.0274	2.95	—	2.224	×
Mixed water	2~7.9	1.02735	3.05	75	2.385	△
Northern Kuroshio	4~7.9	1.0273	3.1	150~300	2.289	⊙
Southern Kuroshio	6~>8	1.0271	3.15	200~300	1.865	○

Putting the above result, we have the maximum velocity of the Kuroshio and the Oyashio in March as follows:

$$\text{Kuroshio} \quad C = \sqrt{980 \times \frac{0.002}{1.027} \times 20000} = 195.4 \text{ cm/sec}$$

$$\alpha = 4.61 \times 10^{-7} [1/\text{cm}] = 4.19 [1/\text{deg}]$$

$$\text{Oyashio} \quad C = \sqrt{980 \times \frac{0.001}{1.027} \times 15000} = 119.6 \text{ cm/sec}$$

By the above equations, the theoretical thickness of the top layer h and the velocity of the Kuroshio along the cross-stream section v are shown in Table 4.

Table 4. The thickness of the top layer of uniform density and current velocity.

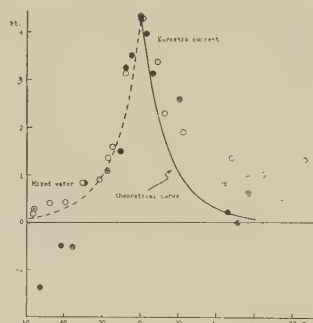
x°	0.0	0.05	0.1	0.2	0.3	0.5	0.7	0.76	1.0	∞
$h(x)^m$	0.0	36	68	114	144	176	188	192	196	200
v^{kt}	4.25	3.49	2.81	1.83	1.19	0.51	0.26	0.17	0.09	0.0

The comparison of calculated and observed velocity along the cross-stream section is shown in Fig. 5. The date observed in Nov. 1956 is in good agreement with the theoretical one, but the other two values observed in August 1954 and 1955 are not. And they are all in better agreement at the left boundary, though the theoretical one is for the right boundary. The maximum anticyclonic shear is $\partial v / \partial x = f$ at $x = 0$.

Now we estimate the velocity, V kt, of the Kuroshio at the offing of Bôshô peninsula (35°N) and the location of its front which is measured the distance in

T. Nan'niti: Relation between the velocity and the location of the front

Fig. 5. Comparison of calculated and observed velocity along the cross-stream section. Symbols: ○ Aug. 1954 by R.S. "Kaiyō Maru No. 4", ⊙ Aug. 1955 by R.S. "Ryōfū Maru," ● Nov. 1956 by R.S. "Ryōfū Maru".



degree, X° , from the 35°N line and the velocity of the Kuroshio v kt at the front off the Tōhoku district.

Table 5. Current velocity and location of front on the each meridional line.

year	month	Bōsō pen. (35°N) vel. V max. mean	on meridional lines									
			143°E locX vel.v	144°E locX vel.v	145°E locX vel.v	146°E locX vel.v	147°E locX vel.v	148°E locX vel.v	149°E locX vel.v	150°E locX vel.v		
1954	Mar.	1.0kt 0.7kt	33°30' 1.5kt	35°40' 2.0kt	35°50' 1.2kt	36°10' 1.0kt	—	—	—	—		
	May~ Jun.	1.0 0.7	3630 2.8	—	3620 2.0	3700 2.2	36°40' 2.5kt	36°50' 4.9	37°15' 2.5kt	—		
	Aug.~ Sep.	1.8 1.3	3610 3.3	3260 1.6	3620 2.2	3600 2.0	3540 1.4	3555 2.5	3625 2.0	—		
	Nov.	— —	3645 2.5	3700 4.9	3655 2.8	3620 2.8	3615 2.8	3610 4.9	—	—		
1955	Feb.~ Mar.	1.8 1.3	3740 1.8	3740 3.3	3650 2.0	—	3600 2.8	3600 1.5	3555 2.2	35°50' 3.3kt		
	May	3.0 2.5	3630 2.0	3750 3.5	3730 3.9	—	—	3530 2.5	3615 2.5	3620 3.0		
	Aug.	1.6 1.4	3710 3.2	3745 2.9	3750 4.5	3710 3.4	3700 4.1	3830 2.3	3830 1.6	3610 4.0		
	Nov.	2.5 1.6	3700 1.2	3745 2.5	3810 3.3	3820 2.8	3825 2.5	3700 2.2	—	3725 1.5		
1956	Feb.~ Mar.	3.1 1.7	3640 1.3	3710 2.5	3710 2.0	3650 2.0	3650 2.0	3655 1.6	3705 1.5	—		
	May	1.5 1.0	3710 2.3	3725 3.6	3720 1.9	3715 2.3	3615 4.4	—	—	—		
	Jun.	3.0 2.2	3640 3.2	3715 3.2	3715 3.3	—	—	—	—	—		
	Sep.	2.8 1.7	—	—	3710 1.9	—	3610 3.8	—	—	3625 2.4		
	Nov.	3.5 1.8	3700 1.5	3730 2.7	—	—	3710 1.2	—	—	—		
1957	Jun.~ Jul.	1.8 1.5	3730 2.4	3740 3.1	3745 2.9	3715 4.0	3635 2.8	—	—	—		
	Aug.	3.9 2.2	3650 1.1	—	—	3610 3.5	3600 2.8	—	—	—		
1958	Mar.	3.0 2.6	—	3630 2.6	—	3630 3.4	—	3500 3.4	—	3540 3.8		

The relations between the velocity of Kuroshio, V kt, and their location X° off the Tôhoku district along the each meridional lines are as follows and shown in Fig 6.

Table 6. Relation between the velocity V kt and location X° .

on 143°E line	$V \text{ mean} = 1.8 - 0.2X^\circ \pm 0.4$ $V \text{ max.} = 2.7 - 0.3X^\circ \pm 0.7$
on 144°E line	$V \text{ mean} = 1.2 + 0.2X^\circ \pm 0.4$ $V \text{ max.} = 1.6 + 0.4X^\circ \pm 0.5$
on 145°E line	$V \text{ mean} = 0.6 + 0.4X^\circ \pm 0.3$ $V \text{ max.} = 2.3 - 0.1X^\circ \pm 0.6$
on 146°E line	$V \text{ mean} = 1.6 - 0.1X^\circ \pm 0.4$ $V \text{ max.} = 2.4 - 0.1X^\circ \pm 0.7$
on 147°E line	$V \text{ mean} = 1.4 + 0.1X^\circ \pm 0.3$ $V \text{ max.} = 2.1 + 0.1X^\circ \pm 0.7$
on 148°E line	$V \text{ mean} = 0.6 + 0.7X^\circ \pm 1.0$ $V \text{ max.} = 2.7 - 0.3X^\circ \pm 0.5$
on 149°E line	$V \text{ mean} = 1.8 - 0.2X^\circ \pm 0.5$ $V \text{ max.} = 2.5 - 0.3X^\circ \pm 0.6$
on 150°E line	$V \text{ mean} = 2.1 - 0.2X^\circ \pm 0.4$ $V \text{ max.} = 2.4 + 0.1X^\circ \pm 0.5$

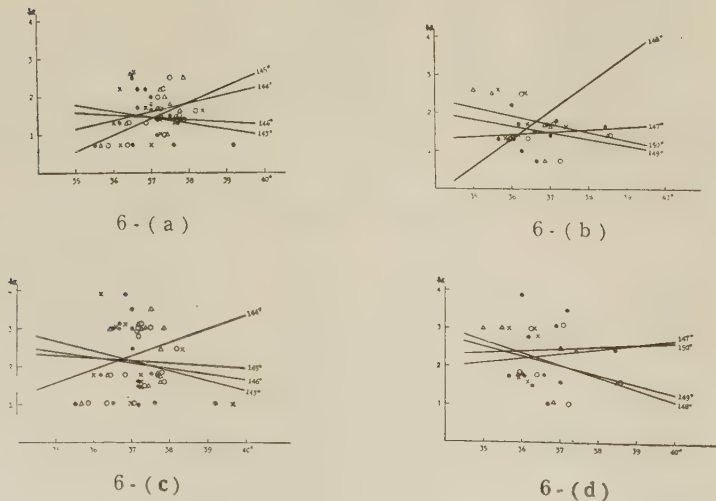


Fig. 6. Relation between velocity of Kuroshio at the offing of Bôso peninsula and locations of front on the each meridional lines.

a.b Relation between mean velocity and location
c.d Relation between maximum velocity and location
Symbols: a,c ●143, △144, ○145, ×146
b,d ●147, △148, ○149, ×150

T. Nan'niti: Relation between the velocity and the location of the front

Further the relations between the locations of the front X° and the velocity of current at the front v_{kt} along the each meridional lines are as follows and shown in Fig. 7.

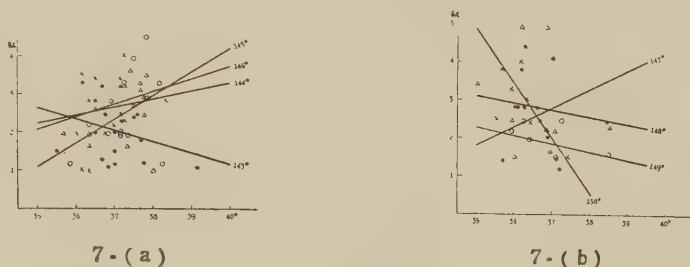


Fig. 7. Relation between location of front and velocity of current at the front.
Symbols are the same as explained in Fig. 6. (a~b)

Table 7. Relation between velocity v_{kt} and location of front X° .

143°E line	$v = 2.6 - 0.3X^\circ \pm 0.5$
144°E line	$v = 2.2 + 0.2X^\circ \pm 0.7$
145°E line	$v = 1.1 + 0.6X^\circ \pm 0.6$
146°E line	$v = 2.1 + 0.3X^\circ \pm 0.6$
147°E line	$v = 1.8 + 0.5X^\circ \pm 0.8$
148°E line	$v = 3.1 - 0.2X^\circ \pm 0.9$
149°E line	$v = 2.3 - 0.2X^\circ \pm 0.3$
150°E line	$v = 4.9 - 1.4X^\circ \pm 0.4$

From the above results, we can hardly find the systematic relation between the current velocity and the location of Kuroshio front; the location of front is irrespective of current velocity. An equal conclusion we get by studying the

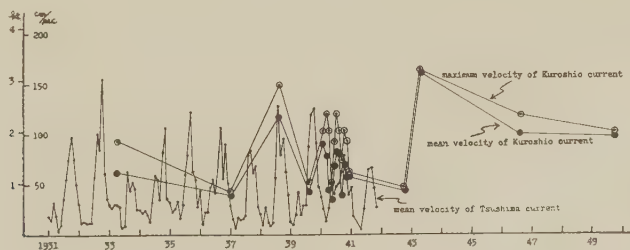


Fig. 8. Relation between the velocity of Kuroshio off the Ōsumi peninsula and the Tsushima current.

Oyashio and its front, though their data are less scarce than the Kuroshio. So it is not reasonable that, as we say, when the Kuroshio is strong, the front will move to a northern location, and vice versa.

Same as the above, the relation between the velocity of Kuroshio off the Ôsumi peninsula (Hydrographic chart No. 195) and Tsushima current (Hidaka and Suzuki 1950) was shown in Fig. 8. The correlation coefficient of each month, 12 readings, in 1940 is only $r = -0.22$. The significant points of 5% and 10% for 12 readings are $r = 0.53$ and 0.45 , so the above correlation value $r = -0.22$ is not significant. When the negative sign of correlation becomes significant, it means that the Kuroshio will not run with the equal velocity at the both sides of Kiûsiû but will choose one favorite path either of them at the point of Kiûsiû. What a cause does determine the path of the Kuroshio?

References

- HIDAKA, K. and T. SUZUKI 1950; Secular Variation of the Tsushima Current (in Japanese). Journ. Oceanogr. Mag. 6 (1) 28—31
- NAN'NITI, T. 1958; A Theory of the Mechanism of the Generation of the Cold Water Region in the Offing of Enshûnada. Pap. Met. Geophys 8 (4) 317—331

Reprinted from *Papers in Meteorology and Geophysics* Vol. X No. 1, 1959

Time Variation of Vorticity in the Sea

by

T. Nan'niti

Published by the Meteorological Research Institute

Mabashi, Suginami, Tokyo, Japan

September 1959

Time Variation of Vorticity in the Sea

by

T. Nan'niti

Meteorological Research Institute, Tokyo

(Received March 20, 1959)

Abstract

It was already verified that the absolute vorticity is conserved in the sea. The time variation of vorticity $\frac{\partial \eta}{\partial t}$, is of the order of 10^{-11} sec^{-2} , and the time range for prediction must be shorter than 30 months. So we can usefully predict sea conditions after two or three months by numerical method, but a wider area must be observed for this purpose.

It was already shown in my previous paper (NAN'NITI, 1957) that the vorticity equation

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \eta = 0,$$

holds as a quasi-stationary state of motion showing that two kinds of contour lines of the dynamic topography and the potential vorticity run parallel with each other.

Now by the following equation

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{1}{f} \cdot \frac{\partial (\eta, D)}{\partial (x, y)},$$

we calculate the values of $\frac{\partial \eta}{\partial t}$, and the results are shown in the accompanying figures.

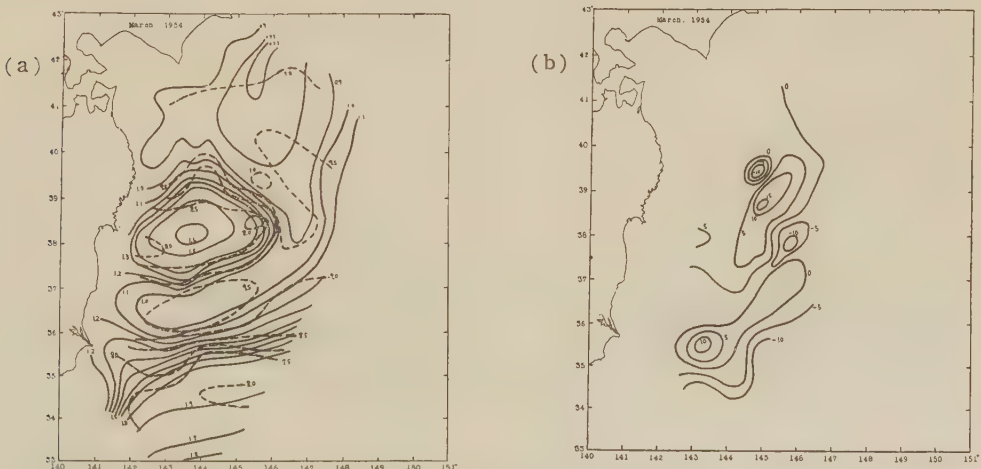


Fig. 1. 0 over 800 decibar in March, 1954.

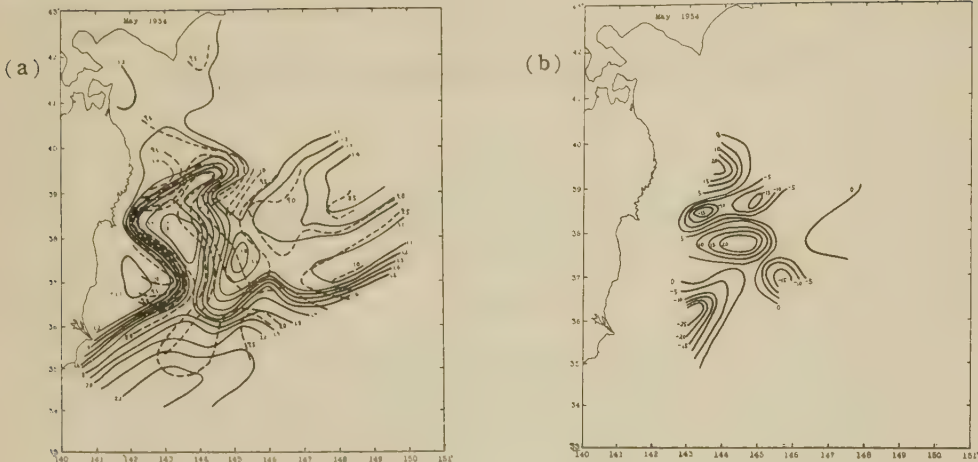


Fig. 2. 0 over 1,000 decibar in May, 1954.

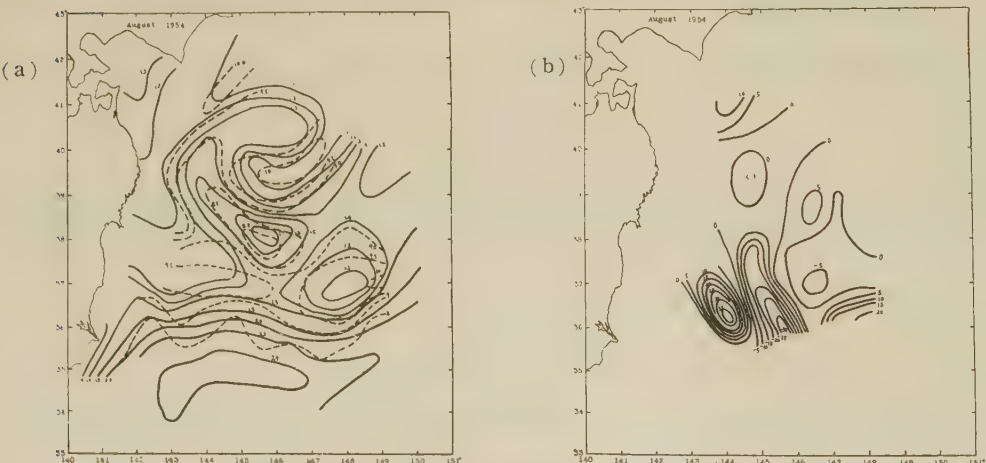


Fig. 3. 0 over 1,000 decibar in August, 1954.

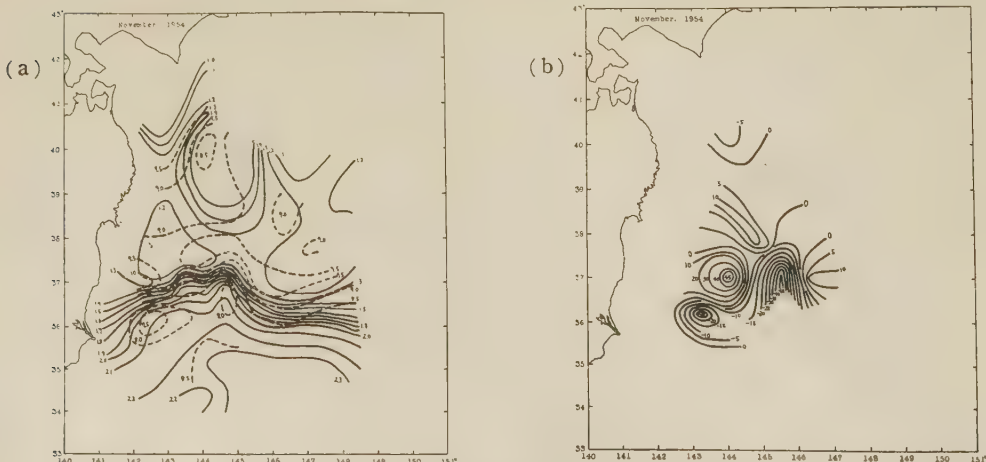


Fig. 4. 0 over 1,000 decibar in November, 1954.

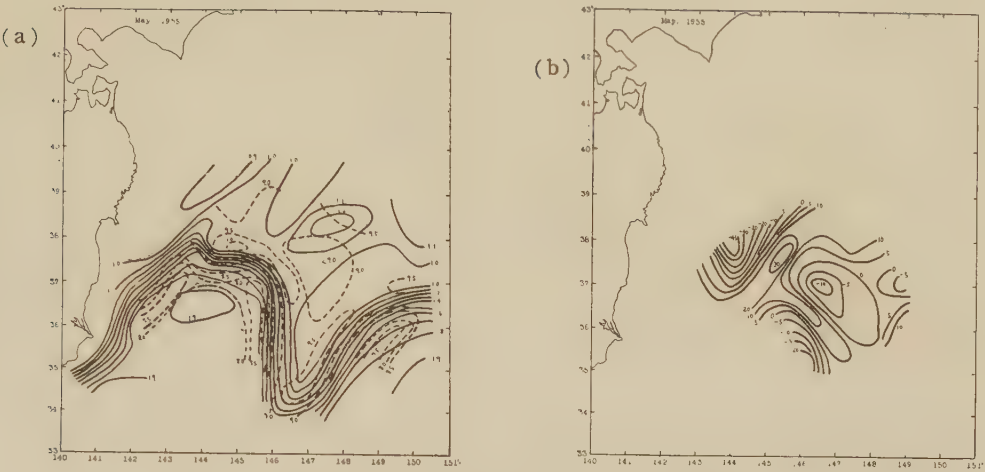


Fig. 5. 0 over 800 decibar in May, 1955.

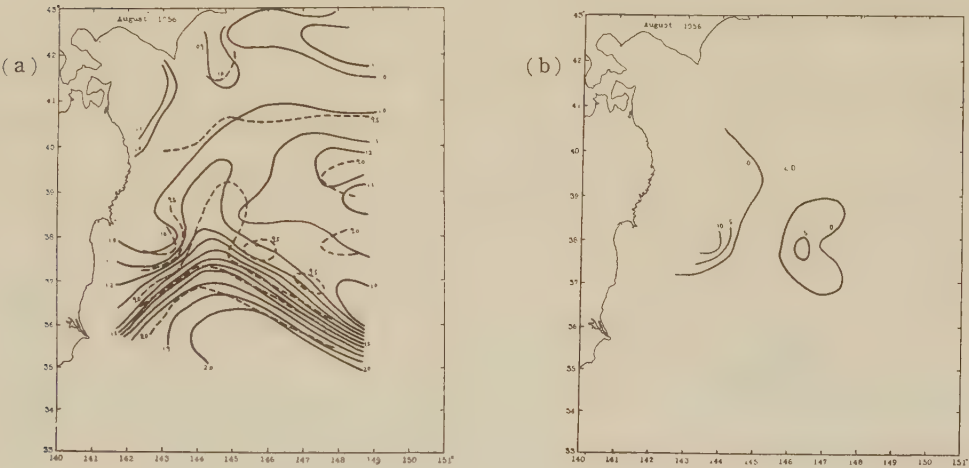


Fig. 6. 0 over 800 decibar in August, 1956.

Figs. 1~6 show a). Equipotential line, 10 decibar (full line) and iso-line of absolute vorticity, 10^{-5}sec^{-1} (dotted line); b). Iso-line of $\frac{\partial\eta}{\partial t}$, 10^{-12}sec^{-2} .

From these figures, the values of $\frac{\partial\eta}{\partial t}$ are estimated to be of the order of 10^{-11}sec^{-2} provided that the data were observed at the same time. Next, from the above successive figures the second derivatives of vorticity are calculated and the results are shown in Figs. 7~9. Then the magnitude of the order of the mean value $\Delta\left(\frac{\partial\eta}{\partial t}\right)$ of two or three months' intervals is also 10^{-11} , and then the mean value $\frac{\partial^2\eta}{\partial t^2}$ is 10^{-18}sec^{-3} .

To apply the following approximation :



Fig. 7. Contour line of second derivative of vorticity of time variation $\Delta(\frac{\partial \eta}{\partial t})$, 10^{-12}sec^{-2} from March till May, 1954.

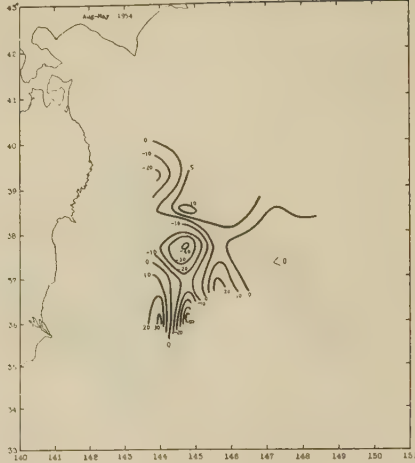


Fig. 8. Contour line of $\Delta(\frac{\partial \eta}{\partial t})$, 10^{-12}sec^{-2} from May till August 1954.



Fig. 9. Contour line of $\Delta(\frac{\partial \eta}{\partial t})$, 10^{-12}sec^{-2} from August till November 1954.

$$\eta_{t=t_0+\Delta t}=\eta_{t_0}+(\frac{\partial \eta}{\partial t})_{t_0} \cdot \Delta t+\frac{1}{2}(\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2})_{t_0} \cdot \Delta t^2+\cdots,$$

each term's magnitude of order is estimated as follows.

Table 1. Estimation of the magnitude of the order of time variation of vorticity.

Δt	η	$(\frac{\partial \eta}{\partial t}) \Delta t$	$(\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2}) \Delta t^2$
hr	sec	sec ⁻¹	sec ⁻¹
30.8=1.1×10 ⁵ =10 ⁵	month	10 ⁻⁴	10 ⁻⁶
1	=2.6×10 ⁶ =10 ⁶	"	10 ⁻⁵
2	=5.2×10 ⁶ =10 ⁷	"	10 ⁻⁴
3	=7.8×10 ⁶ =10 ⁷	"	10 ⁻⁴

Now if the successive integration is done N times, the error will be given by

$$\begin{aligned} \text{Error} &\leq \frac{1}{2} \left| \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} \right|_{\text{max}} \cdot N \cdot \Delta t^2, \\ &\leq \frac{1}{2} \left| \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} \right|_{\text{max}} \cdot T \cdot \Delta t, \end{aligned}$$

where T is the time range for the prediction. So if we put the acceptable error to be of the order of $\frac{1}{10}$ of the quantity of variation of vorticity, namely

$$10^{-1} \left(\frac{\partial \eta}{\partial t} \right) \Delta t = 10^{-1} \cdot 10^{-4} = 10^{-5},$$

then

$$\frac{1}{2} 10^{-18} \cdot T \cdot \Delta t < 10^{-5},$$

$$T \cdot \Delta t < 10^{13}.$$

From the result of computational stability, put $\Delta t \leq 30.8$ hr as $U=2$ kt and $\Delta S=1^\circ$ (NAN'NITI, 1957), then

$$T < \frac{10^{13}}{\Delta t} < \frac{10^{13}}{10^5} < 10^8 \text{ sec} < 30 \text{ months}.$$

So we can say that time intervals of observations in these days, namely $T=2$ or 3 months, is not too long for predicting oceanic conditions, but observations must be taken over a wider area. For the Kuroshio water will reach the area off the Tôhoku district in one month, starting from the sea off the Formosa island and traveling with a speed of two knots. Or from this condition of current velocity, it will be safer to forecast not a long-range but only ten-day prediction, if an oceanic survey is limited to the Kuroshio system.

And sometimes a comparatively simple pattern is observed; for example, the observation in August 1956 shows such a pattern, namely, $\frac{\partial \eta}{\partial t} \sim 0 (10^{-12})$. Furthermore in the sea off the Californian coast, U.S.A., the order of $\frac{\partial \eta}{\partial t}$ is only 10^{-13} from the data of NORPAC CCOFI cruise 5508, NORPAC Hydrographic Data SIO Reference 56-4 and so it is as little as 10^{-2} of the values of the Kuroshio. In other words, it may usually be taken that $\frac{\partial \eta}{\partial t} = 0$ in this area, and the variation of oceanic conditions is given through wind-induced vertical motion. (YOSHIDA, 1955)

In conclusion, it will do well to make the observation interval two or three months, but its area must be taken wider. Then numerical prediction will be done, and the resultant disagreement between observed and predicted sea conditions may be found due to meteorological and horizontal boundary effects of the Japan islands.

Acknowledgement——The author wishes to express his hearty thanks to Mr. AKIO ARAKAWA for his advice.

References

- NAN'NITI, T., 1957: A preliminary study for numerical prediction of oceanic conditions. *Oceanogr. Mag.* 9, (1) 107~120.
 YOSHIDA, K., 1955: An example of variations in oceanic circulation in response to the variations in wind field. *Journ. Oceanogr. Soc. Japan*, 11, (3) 103~108.

うず度の時間変化について

南 日 俊 夫

海で絶対うず度が保存されることは前に報告した。さて $\frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{1}{f} \frac{\partial(\eta, D)}{\partial(x, y)}$ によつて $\frac{\partial \eta}{\partial t}$ を計算してみると東北沖で 10^{-11}sec^{-2} である。又この相次ぐ $\frac{\partial \eta}{\partial t}$ の値は2ヶ月乃至3ヶ月ごとであるが、これより平均の $\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2}$ を求めると 10^{-18}sec^{-3} となる。

今 N 回逐次計算をくりかへして T 時間後の予報を行うものとし、その誤差をうず度変化の $1/10$ に押えたとすれば

$$10^{-1} \left(\frac{\partial \eta}{\partial t} \right) \Delta t = 10^{-5}$$

が許容誤差である。

従つて

$$\begin{aligned} \text{誤差} &\leq \frac{1}{2} \left| \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} \right|_{\max} \cdot N \cdot \Delta t^2 \\ &\leq \frac{1}{2} \left| \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} \right|_{\max} \cdot T \cdot \Delta t \leq 10^{-5}, \end{aligned}$$

今 $U=2.0 \text{ kt}$, $\Delta S=1^\circ$ とすれば計算安定度より $\Delta t \leq 30.8 \text{ hr}$ であるから

$$T < 10^8 \text{sec} < 30 \text{ months.}$$

これから現行の海洋観測の時間間隔2乃至3ヶ月と云うのはよろしいが、唯その観測範囲が予報期間に比して小さすぎる。

Reprinted from *Papers in Meteorology and Geophysics* Vol. X No. 1, 1959

**A Supplementary Note to the Previous Paper “A Theory
of the Mechanism of the Generation of the Cold
Water Region in the Offing of Enshûnada”***

by

T. Nan'niti

Published by the Meteorological Research Institute

Mabashi, Suginami, Tokyo, Japan

September 1959

SHORTER CONTRIBUTION

551.465

A Supplementary Note to the Previous Paper "A Theory of the Mechanism of the Generation of the Cold Water Region in the Offing of Enshûnada"*

by

T. Nan'niti

Meteorological Research Institute

(Received March 20, 1959)

Usually observers have seen by experience that weaker currents are apt to vary much in direction than strong currents, and that the latter do not fluctuate in their directions easily (NAN'NITI 1954, 1958).

Now take the x -coordinate to cross-stream, then the variation of direction θ may be given by

$$\theta = \tan^{-1} \frac{u}{V+v},$$

where V is mean velocity and u , v are the x - and y -components of fluctuations respectively due to the perturbation dV . (Fig. 1) The angle θ may vary from 0 to 360° as the magnitude and direction of perturbation dV will change.

By some observations, the magnitude of the order of $|v/V|_{\max}$ may be usually $0.1 \sim 0.3$ (BOWDEN and FAIRBAIRN 1952, 1956, NAN'NITI 1956).

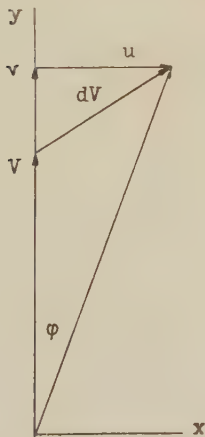


Fig. 1. Change of current direction ϕ as disturbance dV is superposed to main current V .

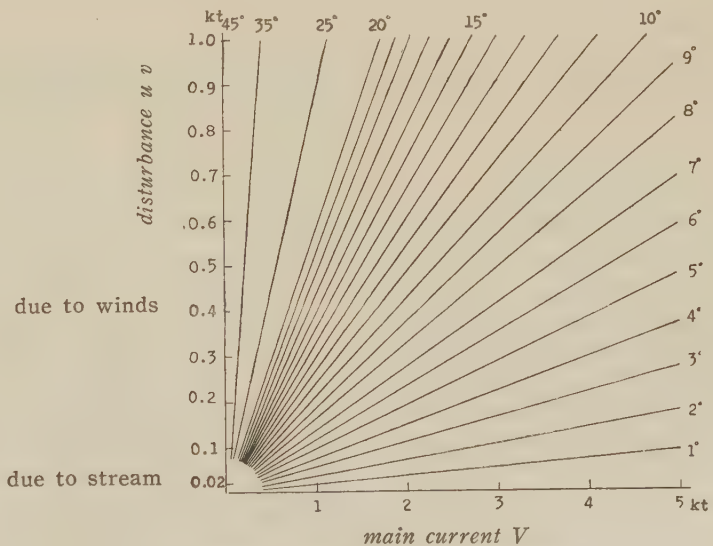


Fig. 2. Change of current direction in relation to main current and disturbance.

* Papers in Meteorology and Geophysics, Vol. VIII, No. 4, pp. 317~331.

Assuming the perturbation dV to be small, then $\theta = \tan^{-1} \frac{u}{V}$. In the real current system, the Gulf stream or the Kuroshio, u may be only 1 cm/sec due to stream and sometimes it may be $\sqrt{\langle u^2 \rangle} \approx \sqrt{\langle v^2 \rangle} \approx 20$ cm/sec due to severe winds (STOMMEL 1954).

The above equation $\theta = \tan^{-1} \frac{u}{V+v}$ is illustrated in Fig. 2, provided u and v are equal with each other. The figure shows that for some given disturbances, only small variation of direction can occur in strong currents, while larger variation will be possible in weaker currents. As above mentioned, the magnitude of the order of u or v in usual years is about 0.02 kt to 0.4 kt and the V of the Kuroshio changes from 1 kt to 4 kt off the coast of the Kii peninsula. So the Kuroshio may vary its direction by about $0^\circ 20' \sim 6^\circ 40'$, as the velocity of stream is larger than 3 kt. On the other hand, it may vary its direction by $0^\circ 30' \sim 16^\circ 0'$ as its velocity is $2 \sim 1$ kt assuming a usual disturbance to be given. So the Kuroshio could change its direction by about $10^\circ \sim 16^\circ$ easily by the disturbance due to winds as its speed was lower than 2 kt. So the cold water region can be formed easily if a perturbation of stream occurs and the supply of upwelled intermediate water is continued.

As already mentioned (NAN'NITI 1958), the period of the development of the cold water region and the velocity of the Kuroshio is supposed to be about 15 years. Now let us consider the necessary conditions to the fluctuation in the current's directions. At first, the velocity of the Kuroshio becomes weaker, then fluctuations of direction becomes larger. The causes of fluctuations may be always seen in the stream's own nature $u \approx v \approx 1$ cm/sec, or it may be given to the stream from the sea surface by the meteorological effect $u \approx v \approx 20$ cm/sec in every year. Such fluctuations due to winds that are usually seen during periods of severe winds in winter give large variation to current directions.

So at first, when the velocity of the Kuroshio becomes weaker, the fluctuation of the direction of the stream becomes larger. This phenomenon may happen in any area so long as the above conditions are satisfied. Next, to generate a cold water region, the intermediate water must be supplied to this area which in the future occupies the central portion of the circular region. This cold water supply can only occur in the offing of Enshûnada, namely at the corner of the acute angle sea (NAN'NITI 1958). In this stage, the horizontal pressure gradient becomes weaker, $\frac{\partial p}{\partial x} \approx 10 \times 10^{-3}$ erg/cm. So the upwelled intermediate water pushes away the Kuroshio stream and then a circular cold water region is formed. This force of the overflowing of upwelling intermediate water to push away the Kuroshio stream may be a comparable order of 10×10^{-3} . The theory can not be supported that the bended Kuroshio stream will draw up the intermediate water, because the Kuroshio will change at random its direction to right or left in turn. To change the current direction solely to the open sea, there must be a self-upwelling intermediate water at the left-hand side. And as already mentioned in the previous paper, the intermediate water will creep up the sea bottom at the corner of the sea itself to the surface by a whirling motion of general circulation and the effect of the bottom topography. Furthermore if this meandering current draws up the intermediate water, a cold water region may be observed in any area, not limited to the offing of Enshûnada. This upwelling intermediate water will make a gentle sloping mountain and the Kuroshio will run around it conserving the potential vorticity in

a constant state (NAN'NITI 1957).

In conclusion, the author proposed the theory (NAN'NITI, 1958) that the upwelling intermediate water will push the weaker Kuroshio stream towards the open sea, and the cold water region will be formed. Of course it may be so, but furthermore he thinks that the external energy such as winds may give a disturbance to the weak stream that will start a meander and help to generate a cold water region, and these two effects will act together to develop a cold water region easy.

References

- BOWDEN, K.F. and FAIRBAIRN, L.A., 1952: Further observations of the turbulent fluctuations in a tidal current. *Phil. Trans.*, A244, 335-356.
- BOWDEN, K.F. and FAIRBAIRN, L.A., 1956: Measurements of turbulent fluctuations and Reynolds stresses in a tidal current. *Proc. Roy. Soc.*, A237, 422-424.
- NAN'NITI, T. 1954: A current meter using a phototube (III). *Pap. Met. Geophys.*, 5, 54-63.
- NAN'NITI, T. 1956: On the structure of ocean currents (II). *Pap. Met. Geophys.*, 7, 161-170.
- NAN'NITI, T. 1957: A preliminary study for numerical prediction of oceanic conditions. *Oceanogr. Mag.* 9, 107-120.
- NAN'NITI, T. 1958: A theory of the mechanism of the generation of the cold water region in the offing of Enshūnada. *Pap. Met. Geophys.*, 8, 317-331.
- STOMMEL, H. 1954: Why do our ideas about the ocean circulation have such a peculiarity dream-like quality? (privately printed article)

遠州灘沖の冷水塊の生成機構の理論 (補遺)

南 日 俊 夫

従来流速の小さい流れ程、その流向がふらつくのが観測されていて、そのふらつきの角を θ とすれば $\theta = \tan^{-1} \frac{u}{V+v}$ で表わされる。実際の海では海流自体の性質から $u \approx 1$ cm/sec, 又冬季の強い風のじょう乱により $\sqrt{\langle u^2 \rangle} \approx \sqrt{\langle v^2 \rangle} \approx 20$ cm/sec の流れが観測されている。前論文で冷水塊は黒潮の流速が $V < 2.5$ kt の時大きくなると結論したが、これらより V が $2 \sim 1$ kt で $10^\circ \sim 16^\circ$ 程度の流向変動が風でひき起される可能性を示す。従つて上昇中層水が黒潮を横から押す事は勿論だが、このように黒潮が弱い時、風の擾乱で流れ自身流向を曲げることもあり両者相まつて冷水塊を形成するものと考えられる。この冷水塊が遠州沖にのみ限られる事からみて、黒潮の蛇行 (これは場所に制限がない) が中冷水を吸上げるのではなく、中冷水自身が鋭角形の流の一角を這い上つて来ると考えられる。

海況の周期性について

気象研究所 福岡 二郎

On the Periodicity of the Variations of the Oceanic Conditions.

Meteorological Research Institute Jiro FUKUOKA

ABSTRACT

A great deal of investigations has already been made by many researchers on the periodicity of the variations of the oceanic conditions. For the research of the method of forecasting the oceanic conditions, it is one of the most important things to study the periodicity of their variations. In the present paper, the author has constructed a table showing the values of the periodicity which appeared in the variation of the Kuroshio referring to many papers. This table contains various values of the period ranging from shorter to longer ones, that is, from the period of tide to that of the oscillation of the ocean current. It is remarkable that periods of 1 day, 14 days, 25 days, 45 days, 2.5 months, 4.5 months, 1 year, 2 years, 4.5 years, 7 years, 9 years, 11 years, 15 years and 18 years are dominant.

1. 序

この小論は海況にあらわれる周期性について論じたもので昭和33年4月にひらかれた生物環境シンポジウムで講演したものである。過去において海況の変動については多くの學者の研究がありそれを参考にしてとりきとめたものに過ぎない。しかし実はこの様な変動が単なる自然現象であるか、それとも何らかの外力によるものであるか、この様な変動の原因を追求する事は今後海況予想その他海況の異常等を知る為には非常に大切な事という迄もない。そこで海況の変化を考えてみるに先ず2つの事が考えられる。それは例えば低気圧とか風の变化の様な外的な力の変化によつて生ずる海況の変動がある。これは強制された変化であるか一方港湾等によくみられる共振のような個有の変動がある。

ここでは主に前者の問題について論ずる事になると思うが、しかし、かかる外力によるかばつきりしたものが多く様である。又資料の関係からその周期が卓越して、それを明確にあらわす事がかなり困難な場合もあるが一応今迄発表されたものをもとにして説明する。

勿論主に吾国近海に海況を主として論ずるのであるが海水温の季節変化など当然ある訳であるが、ここではこの様にはつきりした季節変化というものとは別に考慮しない事にする。

2. 数カ月の周期性

湾流の変動で過去において最もはつきりとその周期性を指摘したのは Iselin¹⁾ の研究である。1938年から約2年間にわたつて湾流の流量変化を調べる観測が行われた。

それは当時としては前例的な観測で深さ2000m迄毎月1回の観測が行われた。資料も一々吟味をして正確さを期した。これらの資料をもとにして Montauk Pt. から南東に向け Bermuda

に至る観測線で湾流の流量を計算すると第1図のようになる。図からも判る通りこの観測では2000 m 迄完全に行えたものは余り多くはない。特に冬の資料は少い。しかしこれから夏及び冬

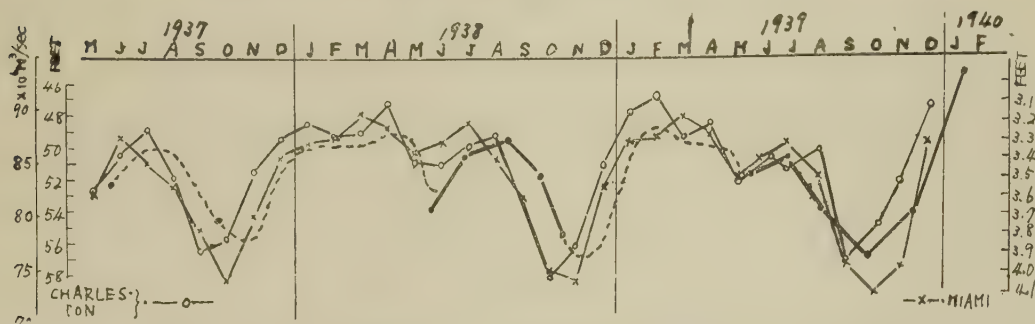


Fig. 1. The 13 reliable transport values from the Montauk Point-Bermuda section compared with the tide gauge record (monthly means) from Miami and Charleston for the same period (after Iselin).

- transport values computed based on the oceanographic observations
- estimated transport values
- the variation in the sea level at Charleston
- ×—×— the variation in the sea level at Miami

に極大の流量があらわれ、春秋には流量が極小になるという変化をしている事が想像出来る。資料の少いのを補う為に Miami 及び Charleston の潮位も同時に調べたが上に述べた傾向と大体一致する事が判つた。この様に同じ場所で連続して観測を行う事は吾国では仲々行えなかつたが昭和22年から当時の中央気象台の手で定点観測が実施され始めてある程度流量の変化というものはつかめる様になつた。著者²⁾は昭和26年に潮岬の沖合の黒潮の流量変化を述べたが、夏冬に極大のあらわれる事を報じた。

増沢譲太郎³⁾氏はやはり潮岬沖合の観測から流量等について詳しく調べて第2図のような変動を報告している。これを見るとはつきりした夏冬の極大の現象は認められないが数カ月の周期をもつた変化を考える事は出来る。

一方市栄營氏⁴⁾は同じこの潮岬南の観測資料を用いて、この海域での最大流速の時間的变化を調査した。

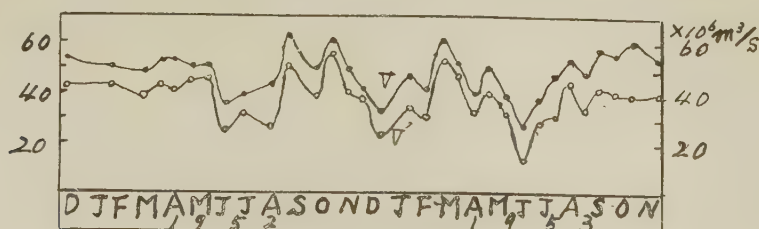


Fig. 2. Variations in the volume transport of the Kuroshio current south off Shionomisaki (after Masuzawa).

V : Total, V' : the Kuroshio part

ペリオドグラムアナリシスをしてみると第3図のようになるがこれから2.5カ月及び4.5カ月の周期のものが卓越している事が判る。

市栄氏によればこの様な波の存在は shear zone に出来る不安定波でもなく、又 planetary wave でもない。この中間に位する波であろうと見解をのべている。

場所は異なるがこの2.5カ月という周期は増沢氏⁵⁾によつても一応存在しているらしいと報告されている。この資料は金華山沖から北方定点にいたるC線上の観測による。即ちこの線上の142°Eから150°E迄の北向きの輸送量(600m迄)を計算して5年間の平均をつくってみると約2.5カ月位の周期がある。氏ははつきりとこの周期を指摘はしていないが附図等から想像が出来る。著者⁶⁾もはつきりとは指摘はしなかつたがこの様な周期の存在を考えている。これは塩屋埼沖を東流する黒潮の南側に最高水温帯が常に認められるが塩屋埼から最高水温帯迄の距離の変化をしらべると約3カ月という周期を求める事が出来る。

南日俊夫氏⁷⁾は金華山沖のC線の資料を用いてこの断面から適当に定義した黒潮の占める面積、及び親潮の占める面積を求めその比の変動をしらべると約11カ月から12カ月の周期のある事を指摘している。

この様に流量の変化等に約2.5カ月、3カ月、4.5カ月、6カ月、1年という周期がいわれているがしからばこれは何に原因するかといえは仲々難しい問題である。

海流変動に影響するものとしては気温、風、その他いろいろ考えられるが、市栄氏は上述の海流の季節変動を風のストレスの変動から説明しようとしている。

アメリカでは Fuglister⁸⁾が湾流流域の低緯度からやや高緯度迄の流速の変化を

その場の風の変化から調べているが一応対応はつくにしても海流の季節変化は風によるといいきるにはもう少し調べなければいけない。

3. 1カ月以下の周期性

次に海況にもつと短い周期の変化がおこつていだろうか。その為には海況に影響する潮汐の問題などが浮び上ってくる。大洋中の海流変化の中にこの潮汐の影響が認められる事を示した研究はいろいろあるが、ここでは1例として von Arx⁹⁾の研究を述べよう。彼によるとメキシコ湾から流れ出てくる湾流がアメリカの東海岸で shingle 模様(屋根瓦をしきつめたような模

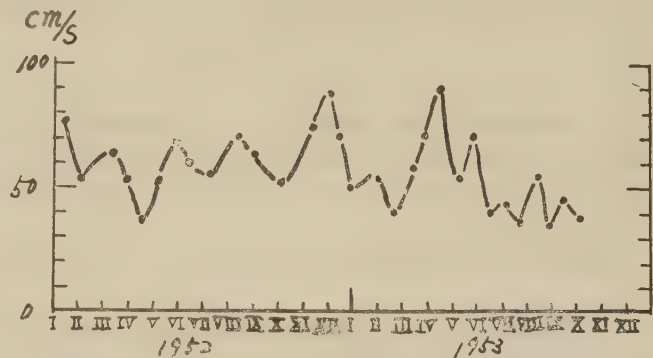


Fig. 3(a). The change of the maximum mean velocity with time off Shionomisaki (after Ichiye).

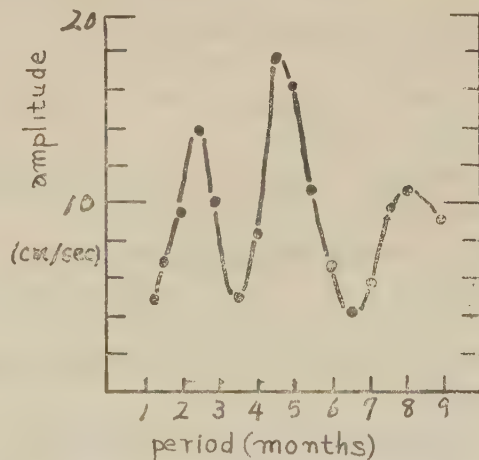


Fig. 3(b). The result of periodogram analysis of the maximum mean velocity shown in Fig. 3(a) (after Ichiye).

様)を示すがその様様の間隔からみて一日周潮が湾流に強く影響している事をのべている。又 Arthur¹⁰⁾ は Scripps 海洋研究所の2つの棧橋の水温観測から水温の短い変動は潮汐の影響がよくきいているが、特に surface の tide より internal wave がよく影響している事を述べている。

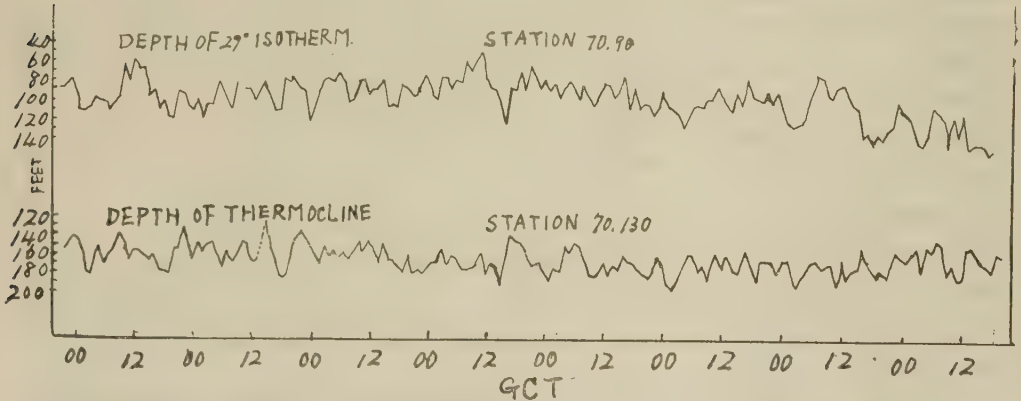


Fig. 4. Variations in the depth of isothermal line and thermocline (after Reid).

内部波と海況変動の問題も実に興味のあるものであるがこの調査は Scripps 海洋研究所で行われている。ここに示すのは1950年11月 Scripps の西南西約 400 哩の海洋観測が行われ時の観測である。これは J. L. Reid Jr.¹¹⁾ が報告しているが第4図には等温線及び thermocline の深さの変化を示してある。各深度の温度の変化等をしらべると振巾の変化は M_2 が一番大きくなっている事が判る。勿論 S_2 の影響もあるがこれをみても海況に及ぼす潮汐の影響というもの相当重要である事が考えられる。

吾国でも内部波と海流変動の研究は 2, 3 にとどまらないが潮流と塩分変化から水塊の移動等は宮崎正衛氏¹²⁾ によつて研究されている。

ここでは大洋中の海流変動と潮位の関係を論じたものとして庄司大太郎氏¹³⁾ の研究を引用する事にする。

これは八丈島の水位の変化と海流の変動をしらべたもので、1952年5月から7月迄の資料である。この間水位は次第に上昇しているがこれに伴い振巾が 5 cm, 周期が14日前後ののはつきりした変動が認められる。(第5図)

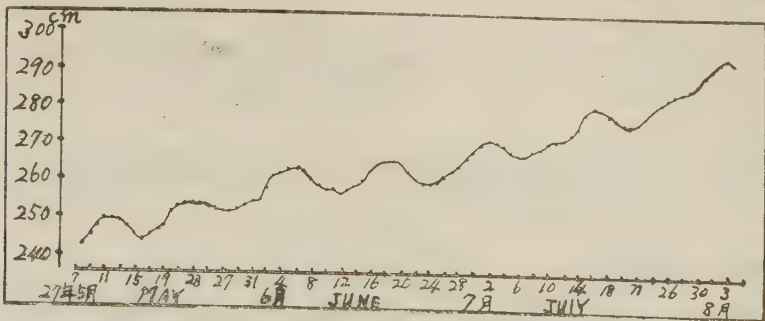


Fig. 5. Periodic variations of daily mean sea level at Hatizyo Sima May-Aug., 1952 (After Shoji).

庄司氏はこれは天文潮と認め難い理由として天文潮ならば他の時期にもあらわれなければな

らないがそれが認められない。次に振巾が 5 cm というかなり大きい事などを理由にあげている。

そこでこの変化は海流の変動に由来するだろうと説いている。黒潮の変動の中にこれ位の周期のものがあるに違いと考えられる。

小泉政美氏¹⁴⁾ は北方定点の観測から表面水温の資料を用いてコレログラムをつくつたがその結果25日と45日の周期がはつきりしていると述べていた。この様な周期は気象でも認められるが、しかし深さ 100 m の水温値でも塩分の値でもこの様な周期が認められているから、気象そのものが影響すると考えるよりは、北方定点は寒暖両流の不連続線の所にあるからこの境界に発生する波動を考えてその周期に相当するものでないかと論じている。

宇田道隆氏¹⁵⁾、木村喜之助氏¹⁶⁾ は相模湾の急潮の問題を論じておられるがこれは春先にみられる現象であるが急に南から強い海流がさしこんできて水温の急昇がおこる。この場合本州附近を通過する低気圧とよい関係が認められる。そこでこの低気圧の周期というものが急潮の周期となる訳である。

4. 比較的長い周期の海況変動

次に海況変動として比較的長い数年から10数年の周期のものを考えてみる事にする。

これについては先ず吾々に最も普通にみられるものとして遠州灘沖の冷水塊の変動である。冷水塊は多くの学者によつて調べられているが、ここでは宇田氏¹⁷⁾ の考ををのべる事にする。氏は潮岬の沖合の黒潮のすぐ南に接して最高水温帯が観測されているがこの水帯迄の距離の時間的变化を調べてみた。この変化では1920年から34年迄は最高水温帯の距離は短く、1934年から43年迄ははるか離岸している事が判る。

その後の調査では1946年から53年迄は接岸していて、1954年55年は沖合にはなれている。そこで11年から13年位の周期が考えられる。

南日氏¹⁸⁾ は四国沖の黒潮の速度の変化並びに冷水塊の大きさの変化から約15年の周期があると述べている。

方川合英夫氏¹⁹⁾ は東北海区の 144° E 沿いの断面観測から黒潮前線の南北の移動の変化として約 4.5 年の周期をあげている。この周期は比較的はつきりしていて最近の前線の移動もこの周期にあつているという。

又畑中正吉氏²⁰⁾ は宮城県江島の沿岸水温の観測から 9 年という周期がある事を力説している。

著者²¹⁾ は沿岸水温のから資料から日本の周囲数所の水温変動の周期を調べたが東北海区では八戸、宮古、小名浜(塩屋埼)では短い周期としては11~13カ月が認められる。

数年間のものとしては塩屋埼では 3 年及び 9 年、四国の室戸岬では 5 年と 11 年、日本海の祿剛埼では 2 年、11 年、13 年という周期が比較的はつきりしている事が判つた。

宮崎正衛氏²²⁾ は日本各地の潮位の資料から 11 年と 18 年の周期のものが非常にはつきりしていると述べている。ここで 11 年という周期はカナダの太平洋岸でもみられるが、これはいう迄もなく太陽黒点の周期で、これは海況に比較的はつきり出ているという事であろう。18 年の周期も全世界の海洋でみとめられるがこれは Lisitzin²³⁾ によつても指摘されている。

次に日本海の家況変動について少し述べる。既に黒潮や湾流では流量変化に年に 2 回の極大があらわれるという事が認められると述べてきた。ところが日本海の対馬暖流の変化を調べるとこのような変化はみられず、夏に流量が最大となり冬に最小となる事実が宮崎道夫氏²⁴⁾ に

よつて指摘されている。この事は黒潮などと異なる特徴といつてよい。宮崎氏は対馬海峡の資料から変化の模様を求めたのであるが、楠宏、鹿島利治²⁵⁾の両氏によつて青森県の権現崎沖80哩の観測や、北海道江差沖の観測からも表面の流速変化に夏が最大となり冬に最小になる事が調べられているからまず

日本海全域の特徴という事が出来る。

次に対馬暖流の経年変化の問題について論ずる。

対馬海峡の20年間位の観測資料から日高孝次、鈴木煌²⁶⁾の両氏は対馬海流の表面流速の変化を求めている。これから7年の周期がはつきりしている事を指摘している。宮崎氏も同じ資料から流量変化を求めたがこれも流速の経年変化と大体一致している。又上述の楠、鹿島両氏の研究でも日本海の北部の表面流速の変化にも約7年の周期が認め

られるからこれは日本海でははつきりしている周期といえよう、

最後に沿岸水温の長期変動の傾向として日本附近の沿岸観測所の値を調べると、この所30年位の間は大体上昇の傾向がある。更に1946年頃からの水温上昇は特に著しい。(第6図)この様な傾向はアメリカの大西洋岸でもみられ、1943年頃からの水温上昇が特に著しい事が指摘されている。

しかしアメリカの太平洋岸ではこの傾向と逆で最近水温は下降気味である。この様な傾向は今の所太平洋のみであるがもつと広範図に全世界にわたつて調べる必要があると考えている。

5. 海況変動の周期一覧

海流変動の主なる周期	0.5日 1日	潮汐によるもの
	14日, 25日, 45日	黒潮流域にみられる
	2.5月, 4.5月季節変化	黒潮, 湾流域 "
	数カ年変化(2年, 4.5年, 7年, 9年, 11年, 15年)	黒潮, 親潮. 対馬暖流域にみられる
	18年	全海洋にみられる

6. 結 語

以上海況にあらわれる周期性の問題を論じてきた。

所でこれらを論ずる場合何時も平均値が問題となつている。沿岸の観測などではこの問題は余り考えなくてもよいが、沖合水温や海流の場合などは仲々難しい。最近沖合の表面水温につ

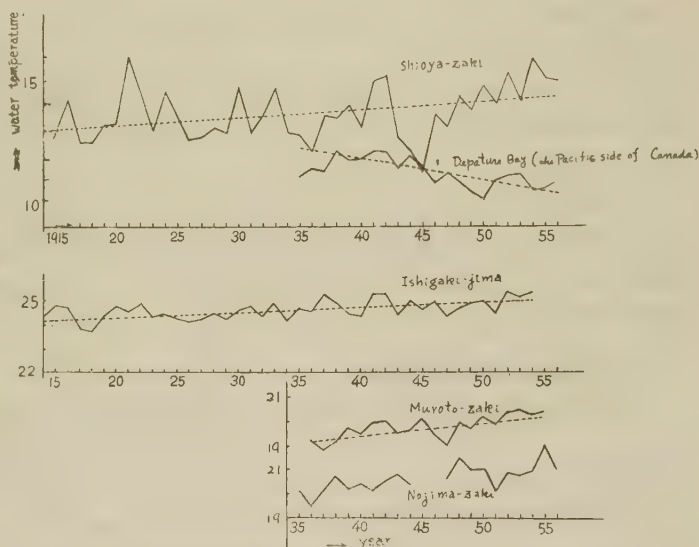


Fig. 5. Trends of variations in water temperatures at each place of Japan.

いては気象庁、函館海洋气象台、神戸海洋气象台、長崎海洋气象台では各担当海域の平均値を求めて報告している。

これらは今後の海況予報に非常に有用な事はいふ迄もないが、更に資料を整理してはつきりした周期を求める事が望ましいと考えている。

文 献

- 1) ISELIN, C. O'D. (1940): Preliminary Report on long-period variations in the transport of the Gulf Stream System. *Pap. Pap. Phys. Oceanogr. Meteor. Mass. Inst. Tech. & Wood Hole Oceanogr. Inst.* vol. 8, No. 1
- 2) 福岡二郎：昭和26年3月第2回海況予報打合会で講演
- 3) MASUZAWA, J. (1954): On the Kuroshio South off Shiono-Misaki of Japan. *Oceanogr. Mag.*, vol. 6, No. 1 pp. 25-33.
- 4) ICHIYE, T. (1954): On the Variation of Oceanic Circulation (VII). *Oceanogr. Mag.* vol. 6, No. 1 pp. 1-14.
- 5) 増沢譲太郎 (1954)：金華山沖における黒潮の季節変化（黒潮流域の海流と水塊Ⅱ）。中央气象台海洋報告 3巻 4号 pp. 251-255.
- 6) FUKUOKA, J. (1955): The Variation of the Polar Front in the Sea Adjacent to Japan. *Oceanogr. Mag.* vol. 6, No. 4. pp. 181-195.
- 7) NAN'NITI, T. (1951): On the Variation of the Oceanographical Condition along the so-called "C" line (38°N, from 141°E to 153°E) from August 1948 to December 1949. *Oceanogr. Mag.* vol. 3, No. 1 pp. 27-48.
- 8) FUGLISTER, F. C. (1951): Annual variations in current speeds in the Gulf Stream System. *Jour. Mar. Res.* vol. 10, No. 1 pp. 119-127.
- 9) von ARX W. S., BUMPUS, D. F., and RICHARDSON, W. S. (1955): On the fine-structure of the Gulf Stream front. *Deep-Sea Res.* vol. 3, No. 1 pp. 46-65.
- 10) ARTHUR, R. S. (1954): Oscillations in Sea Temperature at Scripps and Ocean side. *Deep-Sea Research* vol. 2, No. 2 pp. 107-121.
- 11) REID, Jr., J. L. (1956): Observations of Internal Tides in October 1950. *Trans. Amer. Geophys. Un.* vol. 37, No. 3 pp. 278-286.
- 12) MIYAZAKI, M. (1953): Tidal Variations of Oceanographical Elements. *Oceanogr. Mag.* vol. 4, No. 4 pp 149-158.
- 13) 庄司大太郎 (昭和26年)：日平均水位と海況の変動について（第1報）。水路要報 増刊第14号 pp. 17-25.
- 14) KOIZUMI, M. (1956): Researches on the Variations of Oceanographic conditions in the Region of the Ocean Weather Station "Extra" in the North Pacific Ocean (V). *Pap. in Meteor. & Geophy.* vol. 7, No. 2 pp. 155-160.
- 15) 宇田道隆 (1953)：相模湾の急潮とその予知について（第1報）。日本海洋学会誌 9巻 1号 pp. 15-22.
- 16) 木村喜之助 (1942)：沿岸の大急潮に就いて。中央气象台彙報 19冊 1号 pp. 1-85
- 17) UDA, M. (1951): On the Fluctuation of the main Stream Axis and its Boundary Line of Kuroshio. *Jour. Oceanogr. Soc. Japan.* vol. 6, No. 4 pp. 181-189.

- 18) NAN'NITI, T. (1958) : A Theory of the Mechanism of Generation of the Cold Water Region in the Offing of Enshûnada. *Pap. Meteor. & Geophy.* vol. 8, No. 4 pp. 317-331.
- 19) 川合英夫 (1955) : 東北海域における極前線とその変動について (第1報). 東北海域水産研究所研究報告 第4号
- 20) 畑中正吉 (1952) : 海況の変動に関する漁業生物学的研究 東北海域水産研究所研究報告 創刊号 pp. 88-119.
- 21) FUKUOKA, J. (1957) : On the Variation of Oceanic conditions in the Sea Adjacent to Japan. *Oceanog. Mag.* vol. 9, No. 1 pp. 95-106.
- 22) 宮崎正衛 (昭和28年) : 年平均潮位の永年変化について. 中央気象台海洋報告 3巻 1号 pp. 55-66.
- 23) LISITZIN, E. (1957) : The tidal cycle of 18.6 years in the Ocean. *Jour. du Conseil.* vol. 22, No. 2 pp. 147.
- 24) 宮崎道夫 (1952) : 日本海の熱経済 (海況予想の研究1) 北海道水産研究所研究報告 第4号 pp. 1-54.
- 25) 楠宏, 鹿島利治 (昭和26年) : 日本海北海道西岸に於ける海流の変化 日本海洋学会誌 6巻 3号 pp. 133-142.
- 26) 日高孝次, 鈴木煌 (昭和25年) : 対馬海流の永年変化について. 日本海洋学会誌 6巻 1号 pp. 28-31.



堀口 博士 逝く

気象台の長老、堀口由己先生はさる1月17日岐阜県本巣郡の自宅で逝去された。享年74才。先生は戦時中昭南軍政総監部気象部長として活躍されていた当時、多発性関節リウマチスにかかられたが、それ以来身体の調子も余りはかばかしくないような模様であった。最近では殆んど寝た切り状態であった。じくなられる前には風邪をひかれたが、何分にも御高齢のためついに薬石の効もなく逝去された。

先生は明治44年7月東京帝国大学を卒業後、三重県津測候所技師を振り出しに、神戸海洋、大阪管区気象台長等の要職を歴任された。その間昭和3年に理学博士、同4年に「極東台風論」に対して帝国学士院賞を受けられている。なお葬儀は1月19日自宅で行われたが、和達長官、肥沼予報部長、仙台、神戸、名古屋の各台長、松平前神戸台長等その他関係者が参列した。又、先生の死を痛む弔電が全国気象官署のほとんどからよせられ、御霊前に供えられた。なお、詳しいことは次号に掲載の予定です。

御 知 ら せ

次の第2号は第3号と合併して堀口先生追悼号と致したく、来る7月締切り、9月発行の予定としますから奮って御投稿下さる様御願ひ致します。

編 輯 子

簡単な自記流速計*

——南日—岩宮流速計——

南日俊夫**, 岩宮政雄***, 赤松英雄****

A New Simple Current Profile Recorder

——NAN'NITI—IWAMIYA current meter——

Tosio NAN'NITI, Masao IWAMIYA, Hideo AKAMATSU

Abstract: A new simple current meter is presented which can record both the current speed and direction on two smoked glass plates. Field experiments have shown that the vertical profile of ocean currents can be determined successfully and rapidly by it.

1. 測 器

流速計は煤ぬり角型及び丸型の二枚のガラス板にそれぞれ測定深度、流速及びそれらの流向を描く。即ち Fig. 1 に示す如く、流速に比例して回転するプロペラの回転をウームギヤによって角

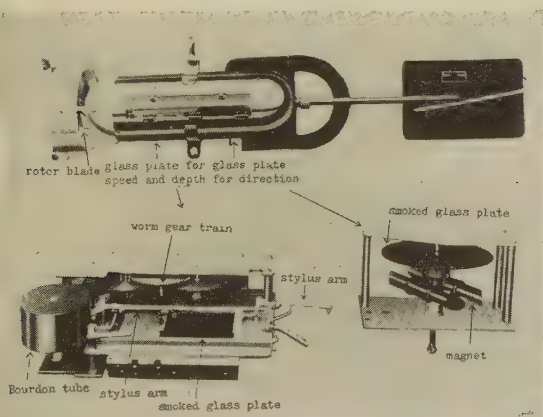


Fig. 1. Photographs of the complete and inner parts of the current profile recorder.

型のガラス板の支持板に伝えこのガラス板を水平に流速計の後尾方向に移動する。これに水圧によって変化するブルドン管からの磷青銅のペン先が

密着しているから、それぞれの測定層の水深とこれらの層の流速により階段状の軌跡をえがく。これらに目盛板を当てれば、測定深度及び流速が読みとれる。又この支持板の先から同様なペン先が、磁石によつて一定の方向を保つ丸型の煤ぬりガラス板の上に密着しているからプロペラの廻るに従つて、即ち角型ガラスの移動に従つて丸型ガラスの上に外側から内側に向つてそれぞれの測定深度に於ける流向を記録する。

流速計のプロペラの単位時間の回転数、従つてガラス板の単位時間の移動距離の読みの特性曲線は Fig. 2 の如くである。

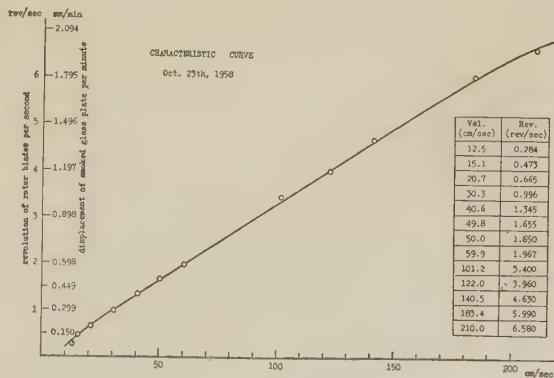


Fig. 2. Velocity calibration of the current meter.

* 1959 年 4 月 27 日受理。

** 気象研究所 Meteorological Research Institute,

*** 鶴見精機工作所 Tsurumi Seiki Kōsakusho Co.,

**** 気象庁 Japan Meteorological Agency.

2. 観測及びその結果

観測は凌風丸によつて漂泊しながら行なわれた。船が漂泊を始めると、その運動方程式は

$$m \frac{dv}{dt} = \alpha (V - v)^2$$

で表わされる。こゝに m は船の質量、 v 及び V はそれぞれ船及び海流の速さとする。これをとけば

$$v = V - m(V - v_0) / \{m + \alpha(V - v_0)t\}$$

となる。但し v_0 は $t=0$ の船の速さである。従つて $t \rightarrow \infty$ で $v \rightarrow V$ となる。流速計は船からワイヤーで吊り下げられているので船と同じ速度、

G.E.K. 観測の結果 V は 0.5kt であるから風圧による船の偏流が大きかつたためと考えられる。即ち凌風丸は風速 [m/sec] の $\frac{1}{16} \sim \frac{1}{20}$ [knot] 程度で流されるようだから、風速が 13.5 m/sec の時は係数 $\frac{1}{16}$ をとれば風圧流は 42 cm/sec となる。もつともこの風の連吹時間が問題でこれが長ければ当然こゝで考えている風圧流の一部が表層流 V , 即ち G.E.K. 観測の値の中へ入つているとも考えられる。以下の資料の解析には風速 5 m/s 以下のもの即ち相当する風圧流 15 cm/sec 以下のものを扱い、一応 G.E.K. 観測の値に風圧流を加えてその値を以つて流速計が動かされていたものとする

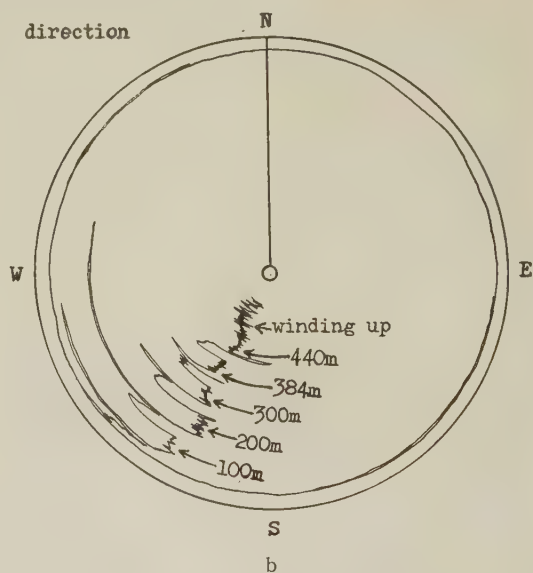
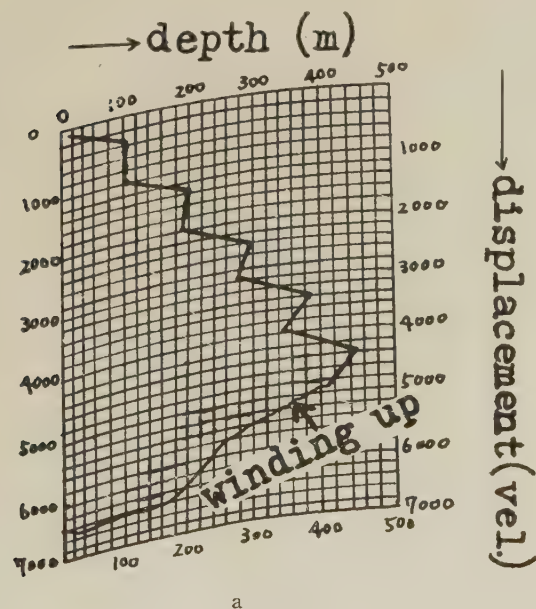


Fig. 3. Example of record obtained at the station No. 47, which shows that the current meter moved upwards due to severe wind.

即ち V で運動するものとする。然るとき表面流 V を G.E.K. 観測の値で代用すれば、各層の相対速度を求め得る。併し表面流とそれ以深の層の速度の差が大きくなるとワイヤーの長さが一定だから流速計が測定時間中(5分~10分)の間に浮上し、St. 47 の例に見られる如く階段状から鋸歯状の記録となることもある (Fig. 3)。即ち 200 m 層で早くも浮上り現象を示し 200 m 層で 10 m, 300 m 層で 20 m, 384 m 層で 40 m, 440 m 層で 25 m それぞれ浮上っている。この場合は風速が 13.5 m/s,

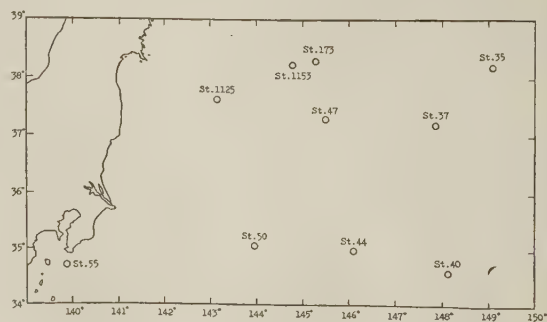


Fig. 4. Chart showing the observed stations.

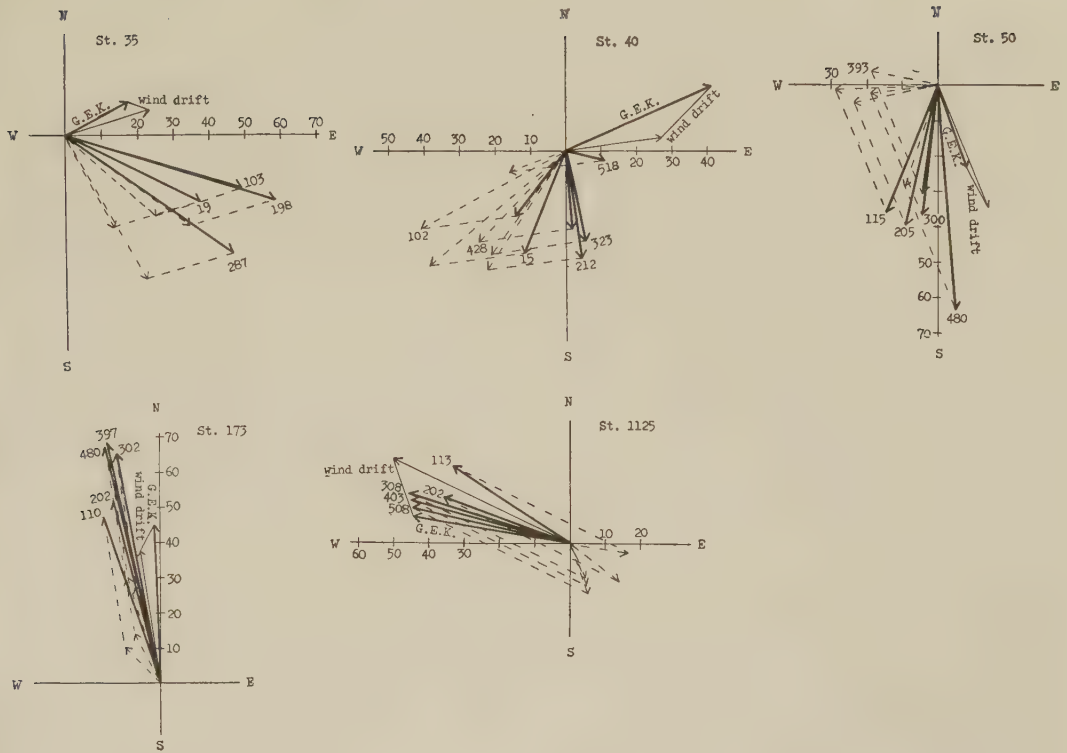


Fig. 5. Hodographs of G. E. K. observation, wind drift, relative velocity to the ship and the most probable velocity derived from them.

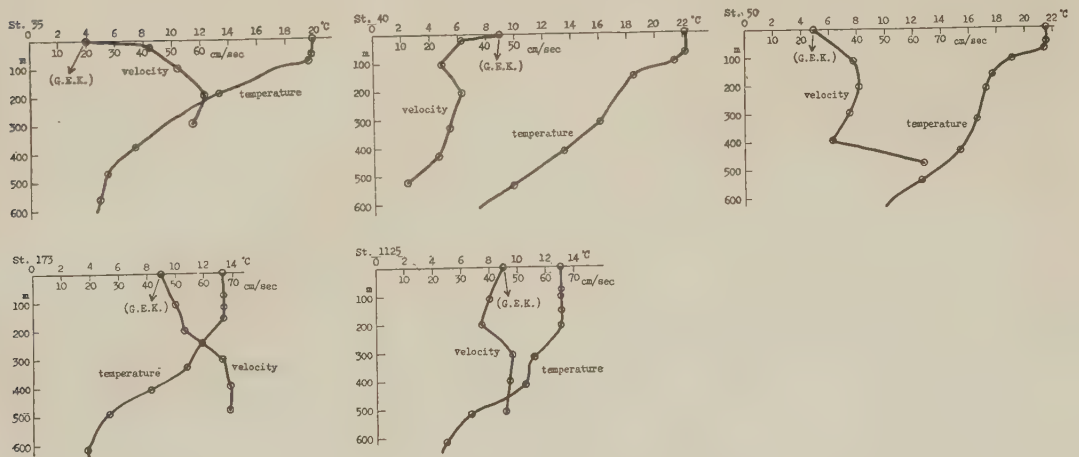


Fig. 6. Temperature and velocity profiles.

る。それ故この場合風圧流の推定の誤差は最大 15 cm/sec 程度である。各測点の位置は Fig. 4 に示す通りであつてこれらから風速の小さい 5 m/sec 以下の階段状の軌跡の場合のみをえらんで整理した結果を Fig. 5 に示す。又これらの速

度及び水温の鉛直分布を Fig. 6 に示す。

これらの結果から云えることは東北沖の黒潮本流域では 500 m 層ではまだまだ流速大で 1 kt 程度である事はそんなに稀な事でない。その流速の鉛直構造は線型 或は 指数函数的に減ずる事は少

なく, 200 m 層あたりに最大流速を有する拋物線形をなすか, 又は St. 173, 1125 の如く 200~300 m の間で不連続的に変化する二層の流れと考えられるものがある.

St. 173, 1125 はいづれも二月の観測で温度躍層が 200 m に, 他の点は十一月の観測で 100 m に存在する. これらの例にみられる如く海流速度は躍層の上と下で異り流速は躍層下で約 1.4 倍に増大することもある. 流速の鉛直構造は従来考えられていた如く表層に最大値を有するように単純なものではなく外洋でも浅海又は河に於ける如く, 海流系の $\frac{1}{3} \sim \frac{1}{5}$ 程度の深度 (200 m 層) に最大値を有する拋物線の形となる事もある. 気象学でよく知られているように風の鉛直構造は対数

形或は冪函数形で表わされているが, これらは表面の性質, 平均速度の大きさ, 安定度等に関係する. 従つて海面及び海底の性質のちがう二つの境界に境される海流の鉛直構造は上述の如く或る深さで最大流速を持つ形となる. 風速が強くと対流混合が盛んで躍層が深くなると一様な流れに近づき表層からの摩擦の及ぶ層がうすくなつて地衝流に近づいてくる. 流向は右旋, 左旋いずれの場合も同程度にある.

本研究の費用の一部は文部省科学研究費によつた. こゝに研究費の使用の機会を与えられた京都大学教授速水頌一郎博士, 気象庁研修所長中野猿人博士に厚く御礼申し上げる.

On the Structure of Ocean Currents (III)

— A New Nan'niti-Iwamiya Current Meter
and the Current Profile Observed by It —

by

T. Nan'niti

Published by the Meteorological Research Institute

Mabashi, Suginami, Tokyo, Japan

December 1959

On the Structure of Ocean Currents (III)

— A New Nan'niti-Iwamiya Current Meter
and the Current Profile Observed by It —

by

T. Nan'niti

Meteorological Research Institute, Tokyo

(Received September 30, 1959)

Abstract

A new simple current meter is presented which will record both the current speed and its direction on two smoked glass plates. Experiments in the field show that the vertical profiles of ocean currents can be determined successfully and rapidly. Some theoretical considerations are applied to the above current profiles, and the magnitudes of the order of the surface and bottom frictions at low wind velocities are estimated to be about 0.4 and 1.0 g/cm/sec².

1. Instrument

A new current meter was made by NAN'NITI and IWAMIYA (NAN'NITI *et al.* 1959), which consists of two recording parts, one recording the current speed on a

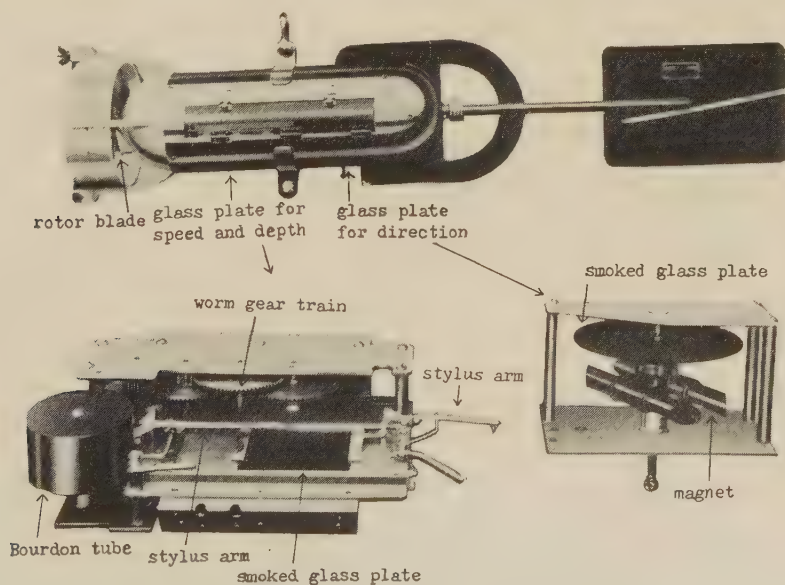


Fig. 1. Outer and inner view of current meter.

rectangular and the other recording the direction on an orbicular smoked glass plate, respectively (Fig. 1). On the speed-recording rectangular plate, the depths of the observation layers are also depicted by a depth-recording unit, a Bourdon tube. Water flowing to the meter turns a ten-bladed rotor, and through a single worm gear train, finally a rack gear, giving a 12,000 : 1 reduction, the rotor drives horizontally a brass plate mounting a smoked glass to the tail of the meter. On the smoked glass plate, the trace of the depth of observation is marked by a phosphor-bronze point of a stylus arm, which is connected to the free end of the Bourdon tube. The Bourdon tube is sealed at normal atmospheric pressure so that the increase of external pressure with increased depth causes the arc of the tube. So at some observation layer, as the glass is moved to the tail of the meter horizontally by the rotation of the impeller, a horizontal straight line is depicted. Thus, when current velocities are measured at several different layers successively, the trace on the glass plate takes a shape like a staircase. The depths of observation layers are shown by the vertical position of the trace, and the velocity at each depth is shown by the corresponding horizontal length of the staircase-like trace.

Next, the trace of current direction is made on a smoked disc by another stylus arm, which is connected to the end of the above-mentioned metal plate holding the depth-speed smoked glass. So the trace will be made from the margin to the center of the glass disc as the rotor only will turn. This glass plate for current direction is kept in a definite direction by magnets attached to the brass holder. So the point of the stylus arm records the current direction. As an example, the record obtained at the station No. 40 on 23th November, 1958 is shown in Fig. 2.

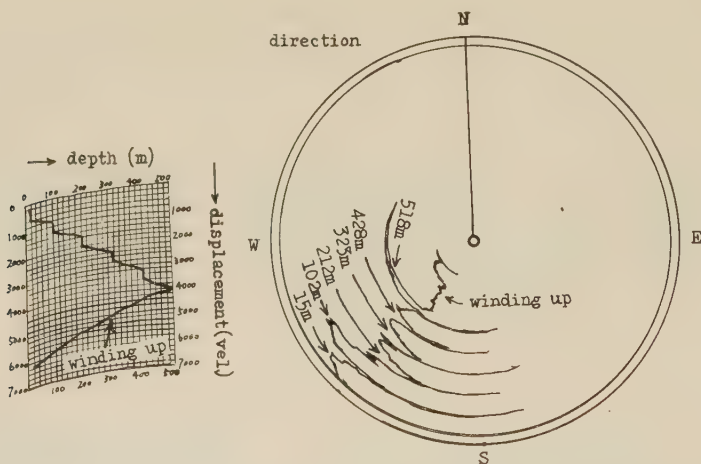


Fig. 2. Example of record observed at the station No. 40.

2. Calibration of the meter

The current meter must be calibrated both for depth and current speed. The Bourdon tube, which covers a depth range of 0–600 m, was tested by a pressure gauge; and for the current speed, the characteristic curve of the rotor is shown in the following figure (Fig. 3). It is then possible to relate the displacement of the smoked glass to the current speed.

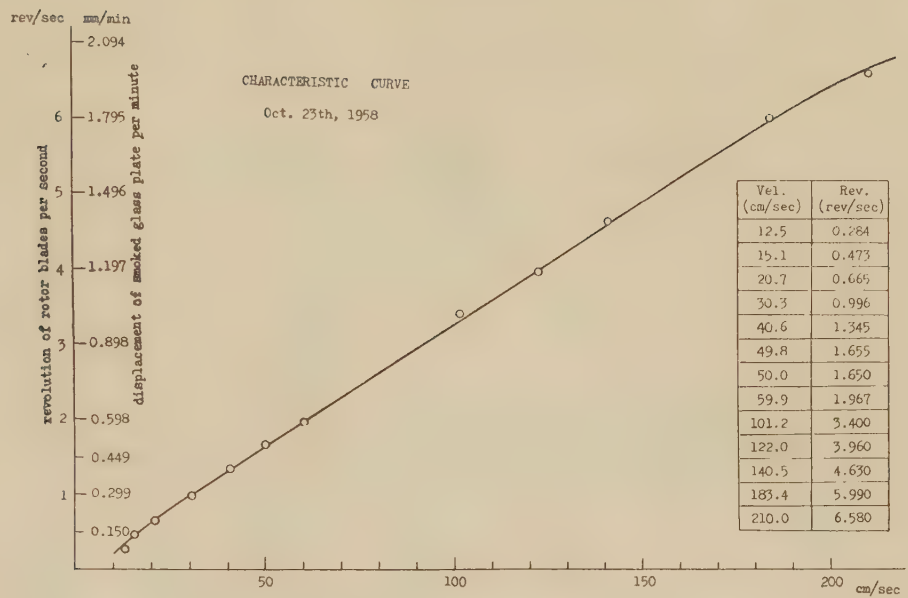


Fig. 3. Characteristic curve of rotor and velocity calibration of the current meter.

The glass plate moves 1 mm per 200.54 revolutions of rotor blades. So if the trace of the point of the stylus is l mm by an observation of t seconds interval, then the revolution of blades per second $n = \frac{200.54 \times l}{t}$ rev/sec. So for example, one millimeter displacement per 200.54 sec = 3.34 min is equivalent to $n = 1$ rev/sec, or is equivalent to the current speed of 30 cm/sec. These relations are also shown in Fig. 3.

3. Samples of record

The current meter was successfully used at many stations as shown in Fig. 4. The directions and velocities of the surface currents were established by G. E. K. observations, and the ship's drift by winds, the research ship being the Ryôfû Maru, was estimated to be about W/16 knots as the wind speed being W m/sec. These two effects may move the current meter. As the wind or the surface current is strong, then the current meter is drawn upwards and decreases its depth as the ship drifts fast and so its stairs-like trace of a record changes to saw-teeth form (NAN'NITI *et. al.*, 1959).

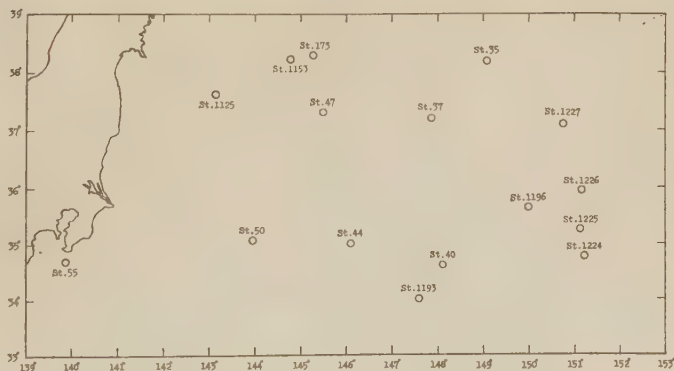


Fig. 4. Chart showing the stations.

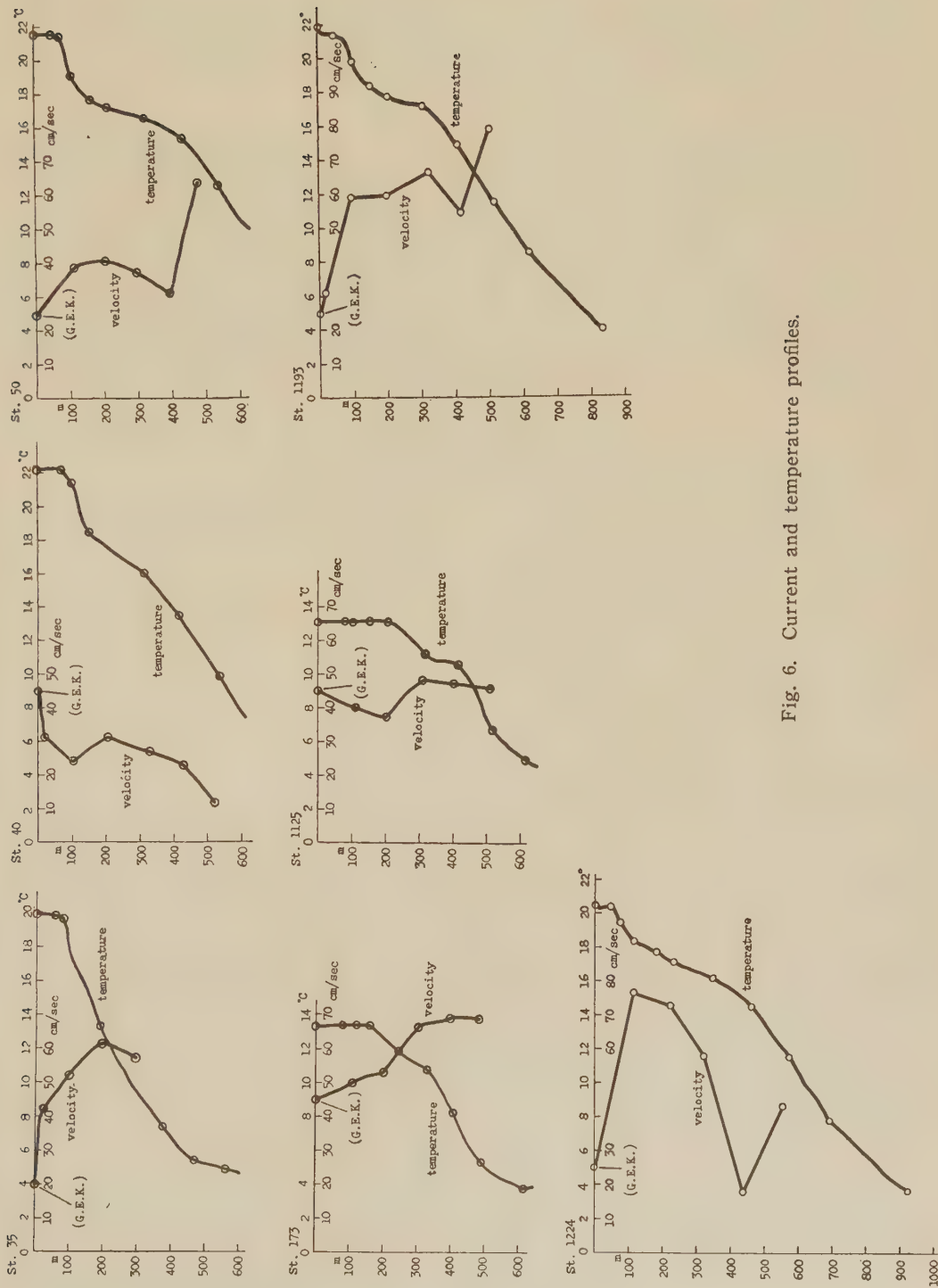


Fig. 6. Current and temperature profiles.

Because records of saw-teeth like trace are not good, and it is not sure that the ship was moved by w/16 knots in strong winds, records of saw-teeth form as well as those observed at larger wind velocities than 6.6 m/sec, were omitted from the following consideration.

So to make these errors as slight as we can, we use only the records observed under wind velocities less than 6.6 m/sec, in which case the wind drift is estimated to be smaller than 20.6 cm/sec. Then we have the most probable current velocities derived from the vector diagrams of G.E.K. observation, wind drift and relative velocities to the ship (Fig. 5). These current and temperature profiles are also shown in Fig. 6. As noticeable from the figures, currents change their directions right or left with increasing depth and often have a large velocity even at 500 m depth. As seen at the stations No. 50, 1193, 1224, the deeper layers than 500 m have larger velocities than the upper. This may be due to two-layered currents, for they have different directions from the upper. The wind data are shown in the following table.

Table 1. Wind observations.

Station No.	Date	Wind	
		Direction	Velocity (m/sec)
35	Nov. 21, 1958	290°	1.9
40	Nov. 23, 1958	NE	6.6
50	Nov. 27, 1958	332°	4.1
173	Feb. 22, 1959	27°	2.7
1125	Jan. 29, 1959	160°	5.5
1193	May 22, 1959	S	3.5
1224	Jun. 1, 1959	E	6.0

4. Theoretical consideration of vertical current structure

Take a depth of no motion to be d , and take a z -axis downwards, the magnitude of the shearing stress from the surface at z is $\tau_0(1-z/d)$ and from the bottom is $\tau_d \frac{z}{d}$, where $\tau_0 \geq 0$ and $\tau_d \geq 0$, being analogous to the fluid motion in a pipe. It is assumed that these stresses are balanced with velocity gradient $k \frac{du}{dz}$, where k is eddy viscosity, and we have little knowledge about it, we will simply put it to be constant. And as the boundary condition, take the current velocity at $z=d$ to be zero. Then the following two cases are to be considered,

i) When the wind does not blow, or the wind stress decelerates the current, the equation of motion becomes

$$(1) \quad -k \frac{du}{dz} = -\tau_0 \left(1 - \frac{z}{d}\right) + \tau_d \frac{z}{d}.$$

ii) When the wind blowing over the sea surface, or the wind stress accelerates the current, the equation becomes

$$(2) \quad -k \frac{du}{dz} = \tau_0 \left(1 - \frac{z}{d}\right) + \tau_d \frac{z}{d}.$$

i) When the wind stress decelerates the current.

The solution of equation (1) is given by

$$u = \frac{1}{k} \left(\frac{\tau_d - \tau_0}{2} \cdot d + \tau_0 z - \frac{\tau_0 + \tau_d}{2d} \cdot z^2 \right),$$

providing $u|_{z=d}=0$.

Now introducing the next expressions as

$$z_m = \frac{\tau_0}{\tau_0 + \tau_d} \cdot d = \frac{d}{n},$$

$$n = 1 + \frac{\tau_d}{\tau_0},$$

and the maximum current speed u_m is

$$u_m = \frac{d\tau_d^2}{2k(\tau_0 + \tau_d)},$$

then the solution becomes

$$u = \frac{\tau_0}{k} \left(\frac{n-2}{2} \cdot d + z - \frac{n}{2d} \cdot z^2 \right).$$

The velocity of the surface current is

$$u_0 = \frac{\tau_d - \tau_0}{2k} d = \frac{\tau_0 d}{2k} (n-2).$$

The ratio of the velocities of surface and maximum currents is

$$\frac{u_0}{u_m} = \frac{\tau_d^2 - \tau_0^2}{\tau_d^2} = \frac{n(n-2)}{(n-1)^2}.$$

When $n=1$, or the d is very large, then $\tau_d \div 0$. So the solution is

$$u = \frac{\tau_0}{k} \left(-\frac{d}{2} + z - \frac{z^2}{2d} \right).$$

When $n=2$, then $\tau_d = \tau_0$, and then the current profile is symmetrical for the axis of $z = \frac{d}{2}$.

When $\tau_0=0$, then $n=\infty$ and the solution becomes

$$u = \frac{\tau_d}{2k} \left(d - \frac{z^2}{d} \right).$$

Some numerical values for the solutions of the above equations are shown in the following table :

Table 2. Relation between surface and bottom stresses and suffixes of n and N , and ratio of velocity of surface and maximum currents.

	$\tau_d=0$	$\tau_0=4\tau_d$	$\tau_0=3\tau_d$	$\tau_0=2\tau_d$	$\tau_0=\tau_d$	$2\tau_0=\tau_d$	$3\tau_0=\tau_d$	$4\tau_0=\tau_d$	$\tau_0=0$
n	1	1.25	1.33	1.5	2	3	4	5	∞
u_0/u_m	$-\infty$	-15.0	-8.2	-3.0	0	3/4	8/9	15/16	1
N^*	1	0.75	0.67	0.5	0	-1	-2	-3	$-\infty$

* See the following case ii).

ii) When the wind stress accelerates the current.

The solution of equation of (2) is given by

$$u = \frac{1}{k} \left(\frac{\tau_0 + \tau_d}{2} \cdot d - \tau_0 z + \frac{\tau_0 - \tau_d}{2d} \cdot z^2 \right),$$

providing $u|_{z=d}=0$.

Introducing the following expressions as the above case

$$z_m = \frac{\tau_0}{\tau_0 - \tau_d} \cdot d = \frac{d}{N},$$

$$N = 1 - \frac{\tau_d}{\tau_0},$$

then

$$u = \frac{\tau_0}{k} \left(\frac{2-N}{2} \cdot d - z + \frac{N}{2d} z^2 \right).$$

As $\tau_0 \geq \tau_d \geq 0$, then $0 \leq N \leq 1$.

If $N < 0$, then $\tau_d = (1-N)\tau_0$ and $\tau_d \geq \tau_0 \geq 0$.

As $N = -\infty$, $\tau_0 = 0$ then the solution is equal to the case i) $n = \infty$.

The above results are shown in Figs. 7 and 8. In Fig. 7, the current depth is taken to be constant $z=8$, on the other hand, in Fig. 8, the surface current velocity is taken to be constant $\frac{u_0}{\tau_0/k}=4$ and the current depth varies by n and N , showing the decrease of velocity by the effect of bottom friction.

Some current profiles in Fig. 6 show maximum values at the upper layers, at the depth of $d/3 \sim d/4$. In these cases as the wind was not strong as shown in Table 1, and it perhaps did not continue to blow hard enough to accelerate the current, we will apply the equations of the case i) to these profiles.

Using the data obtained with the author's current meters, the following results are shown in Table 3.

Table 3. Observed current velocities and deduced values of τ_0/k from them.

St. No.	u_0 (cm /sec)	u_m (cm /sec)	z_m (m)	estimat. d (m)	n	$u_0/u_m = \frac{n(n-2)}{(n-1)^2}$	$\tau_0/k _{z=0}$ ($\times 10^{-2}$ c.g.s.)	$\tau_0/k _{z=z_m}$ ($\times 10^{-2}$ c.g.s.)	$\tau_0/k _{z=0} \times d$ (c.g.s.)	$\tau_0/k _{z=z_m} \times d$ (c.g.s.)	
Uraga strait off Cape Kan'nnon	14.8	19.8	3	8.5*	2.8	0.75	0.69	4.4	4.0	37.4	34.0
35	20	61	200	800	4	0.33	0.89	0.03	0.07	24	56
50	25	41	200	400	2	0	0	—	0.16	—	64
1193	25	67	230	800	3.5	0.37	0.84	0.042	0.094	33.6	75.2
1224	25	77	120	500	4.2	0.32	0.9	0.045	0.126	22.5	63.0

* Observed d (NAN'NITI, 1956).

From the above results, the mean values of n and $(\tau_0/k) \times d$ are 3.6 and 45.5 (c.g.s.) respectively. That is to say, the value of n seems to be 3.6 and $\tau_0, d/k$ are

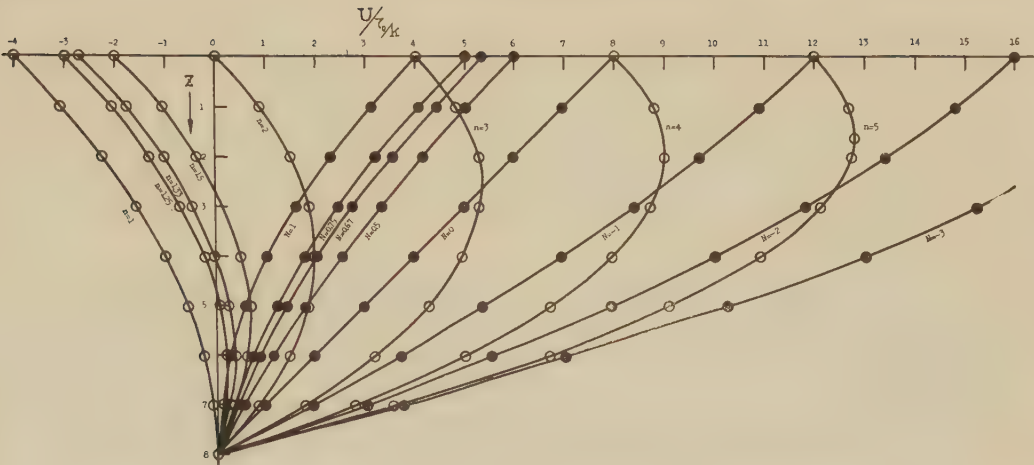


Fig. 7. Theoretical curves of current profiles for various values of τ_0/τ_d , the current thicknesses are taken constant.



Fig. 8. Theoretical curves of current profiles for various values of τ_0/τ_d , showing the current thickness decreases with increasing bottom friction for the same surface velocity.

constant, namely the eddy viscosity k is proportional to the current thickness d . Putting the magnitude of the order of d/k to be 10^2 , the shearing stress of the surface layer is $\tau_0 \sim 0.4$. So τ_d becomes 1.0. These stresses have been computed by many authors; frictional stress of the wind at low velocities is $\tau_0 \sim 0.04 \sim 0.34$, and the bottom stress τ_d is 0.46~0.87 for the smooth bottom and 5.8~6.0 for the rough bottom (SVERDRUP 1942), and 0.1~0.5 g/cm/sec² (R.A. BRYSON and P.M. KUHN, 1955). These are in good agreement with the author's values in their orders, though they are obtained by different ways.

As the wind is strong and the current thickness is large, the eddy viscosity k becomes large and the equation of motion tends to $k \frac{du}{dz} \sim 0$, or velocity profile is vertically uniform.

Furthermore current data observed at the Yangtse River in 1929 by Dr. S. HAYAMI are also calculated in the same way. The results are shown in Table 4.

Table 4. Observed current velocities and deduced values of τ_0/k at Yangtse River.

Data No.	u_0 (cm /sec)	u_m (cm /sec)	z_m (m)	d (m)	n	$u_0/u_m=\frac{n(n-2)}{(n-1)^2}$	$\frac{\tau_0/k _{z=0}}{(\times 10^{-2})}$ (c.g.s.)	$\frac{\tau_0/k _{z=z_m}}{(\times 10^{-2})}$ (c.g.s.)	$\tau_0/k _{z=0} \times d$ (c.g.s.)	$\tau_0/k _{z=z_m} \times d$ (c.g.s.)	
PL. 37, 1	9	12	0.6	1.6	2.5	0.75	0.56	22.5	16.7	36	27
" 2	7	13.8	0.8	1.5	2	0	0	—	18	—	27
" 3	7	11.8	0.6	1.6	2.5	0.59	0.56	17.5	16.4	28	26
PL. 15, 4	51.3	62.7	2.2	7.2	3.3	0.82	0.82	10.96	10.87	79	78
PL. 23, 2	9.9	12.1	0.7	3.7	5	0.82	0.94	1.77	2.03	6.5	7.5
" 3	14.2	16.0	1.1	5.3	5	0.89	0.94	1.79	1.89	9.5	10

The mean values of data above 4 are $n=2.6$, $\tau_0=0.4$ and $\tau_d=0.6$, respectively. Those of data below 2 are $n=5$, $\tau_0=0.08$ and $\tau_d=0.3$.

Acknowledgements——The author wishes to express his hearty thanks to Dr. Y. TAKENOUTI and Prof. S. HAYAMI for their advice, the latter especially for his kindness in furnishing the author with the materials of the Yangtse River.

References

- BRYSON, R.A. and KUHN, P.M., 1955: On the measurement of bottom stress in lakes. Trans. Amer. Geophys. Union, **36**, 612-614.
 NAN'NITI, T., 1956: On the structure of ocean currents (II) — The turbulent fluctuations in a tidal current. Pap. Met. Geophys., **7**, 161-170.
 NAN'NITI, T., IWAMIYA, M. and AKAMATU, H., 1959: A simple new current profile recorder — NAN'NITI-IWAMIYA current meter. Journ. Oceanogr. Soc. Japan, **15**, 57-60.
 SVERDRUP, H.V. *et al.*, 1942: The Oceans. Prentice-Hall, Inc. New York U.S.A.

海 流 の 構 造 に つ い て (III)

南 日 俊 夫

南日一岩宮によつて流向・流速及び各測定深度を2枚の煤ぬりガラスに自記する新流速計が完成された。その外観及び内部を第1図に、その記録例を第2図に示す。数度の観測によつて得られた結果(第5, 第6図)から、外海に於いても川や浅海でみられるように、海流系の厚さの $1/3 \sim 1/4$ の浅い層に極大値を持つ海流の鉛直分布がみられる。これを表層及び底層からのシヤーストレスと海流速度傾度の釣合として考えてみると、うず粘性の大きさが海流の厚さに比例するとすれば、表層及び底層のシヤーストレスはそれぞれ0.4及び1.0 c.g.s.となる。これらは他の方法で今迄求められている値とよく一致する。

S. Unoki: An Investigation on Meteorological Tides in the Neighbouring Seas of Japan

Table 1. Monthly mean of the maximum of positive anomaly above predicted sea-level (in cm).

Station	Period	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Year
Hanasaki	1956-58	26	45	39	21	21	17	12	24	28	22	21	25	25
Kushiro	1952-58	29	31	28	23	29	18	20	25	33	26	24	25	26
Hakodate	1955-58	26	24	23	22	20	14	15	17	23	25	21	29	22
Hachinohe	1957-58	21	25	31	18	19	16	17	18	31	28	21	36	23
Miyako	1942-58	13	21	24	23	18	16	15	16	22	20	21	26	20
Ayukawa	1949-58	19	22	22	22	19	16	16	15	21	23	21	23	20
Onahama	1956-58	18	26	25	16	19	17	14	11	31	22	18	23	20
*Choshi	1947-53	32	33	27	32	33	28	19	21	25	43	56	34	(32)
Naarai	1955-58	21	29	25	21	18	18	18	16	16	29	21	31	22
Mera	1936-58	23	24	25	25	20	20	23	26	30	30	24	26	25
Tokyo	1950-58	31	34	35	32	34	26	38	33	45	38	27	38	34
Haneda	1936-42	38	36	41	52	50	43	34	34	46	46	55	45	43
Ito	1936-58	22	23	22	24	20	22	20	22	25	25	23	25	23
Uchiura	1936-58	26	26	26	25	23	21	22	25	30	32	27	30	26
*Maisaka	1942-50	40	41	35	37	51	42	39	38	61	51	45	40	(43)
Nagoya	1951-58	34	30	27	31	34	26	27	38	52	47	34	37	35
Toba	1950-58	26	27	30	27	27	22	23	26	42	31	27	29	28
Kushimoto	1936-58	26	27	24	22	24	23	22	28	39	32	25	23	26
Shimotsu	1948-50	33	30	27	30	33	25	25	24	73	34	39	39	34
Wakayama	1949-58	29	28	30	28	30	28	25	35	48	37	29	30	31
Tannowa	1954-58	25	27	22	23	23	24	19	33	53	25	24	30	28
Osaka	1950-58	38	36	41	34	35	39	27	36	70	40	30	39	39
Kobe	1947-58	31	33	32	34	30	37	26	33	52	37	28	35	34
Sumoto	1952-58	28	26	25	24	31	27	21	30	36	28	25	29	28
Uno	1957-58	29	27	29	25	25	23	17	27	29	27	20	42	27
Kure	1951-58	36	32	34	35	29	31	30	32	61	49	34	36	37
Komatsujima	1953-58	25	27	23	24	25	22	18	37	34	25	21	30	26
Takamatsu	1949-58	32	32	35	30	28	28	26	35	47	38	27	35	33
Matsuyama	1950-58	28	27	31	25	23	22	21	23	52	42	26	33	30
Uwajima	1949-58	23	27	28	20	23	20	19	24	40	29	27	25	25
Shimizu	1936-58	24	23	23	21	22	22	25	25	37	31	24	26	25
Kochi	1950-58	23	19	23	19	20	22	27	29	36	32	22	23	25
Aburatsu	1946-58	19	20	20	20	19	19	31	28	32	28	21	21	23
*Minamata	1951-53	26	20	23	23	24	23	26	29	28	27	—	36	(26)
Megami	1936-58	25	27	26	23	22	19	24	31	28	23	22	25	25
Fukabori	1957-58	21	19	23	18	18	24	20	30	19	17	17	22	20
Shimonoseki	1953-58	21	23	27	27	25	24	23	36	41	23	19	31	27
Tonoura	1936-58	24	22	26	25	19	18	20	19	24	21	20	29	22
Sakai	1951-58	23	25	25	21	21	16	19	22	26	23	23	27	22
Iwasaki	1951-58	34	30	26	30	26	20	23	27	37	28	27	28	28
Chichi-jima	1942-43	19	19	14	20	14	14	11	12	15	16	14	18	15

* The accuracy of data is not satisfactory.

Table 2. Monthly mean of the maximum of negative anomaly below predicted sea-level (in cm).

Station	Period	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Year
Hanasaki	1956-58	20	26	34	17	15	15	<i>13</i>	15	17	21	16	22	19
Kushiro	1952-58	20	20	22	20	19	<i>14</i>	18	20	24	18	22	20	20
Hakodate	1955-58	18	22	18	17	16	13	<i>11</i>	15	15	20	17	19	17
Hachinohe	1957-58	20	19	18	<i>14</i>	16	15	15	15	19	23	21	22	18
Miyako	1942-58	20	18	17	17	14	<i>14</i>	<i>14</i>	15	17	17	18	20	17
Ayukawa	1949-58	16	17	18	14	16	16	14	<i>14</i>	15	18	17	16	16
Onahama	1956-58	16	18	18	16	15	<i>11</i>	13	14	15	15	15	17	15
*Choshi	1947-53	24	27	25	26	25	19	<i>15</i>	28	18	26	28	29	(24)
Naarai	1955-58	23	22	21	19	19	17	<i>17</i>	18	19	21	21	20	20
Mera	1936-58	20	20	17	20	18	<i>17</i>	18	18	18	21	20	21	19
Tokyo	1950-58	25	26	28	26	23	<i>20</i>	22	21	25	30	25	27	25
Haneda	1936-42	40	38	48	51	35	32	32	34	48	36	<i>31</i>	42	39
Ito	1936-58	22	22	19	22	22	<i>17</i>	17	17	17	21	20	22	20
Uchiura	1936-58	25	24	23	22	21	20	<i>19</i>	20	21	23	22	26	22
*Maisaka	1942-50	36	35	<i>31</i>	34	34	37	34	36	37	39	40	40	(36)
Nagoya	1951-58	25	22	25	22	23	21	20	<i>20</i>	25	27	28	29	24
Toba	1950-58	<i>18</i>	18	21	20	20	19	19	18	20	20	18	22	19
Kushimoto	1936-58	19	18	19	23	18	18	<i>17</i>	18	21	21	24	20	20
Shimotsu	1948-50	21	22	34	<i>18</i>	28	27	25	28	23	21	22	34	25
Wakayama	1949-58	24	24	24	26	22	23	23	24	24	24	23	26	24
Tannowa	1954-58	21	21	19	21	20	19	<i>18</i>	20	19	19	21	26	20
Osaka	1950-58	26	32	33	23	32	28	30	31	30	28	26	32	29
Kobe	1947-58	29	27	26	23	24	22	23	22	24	24	25	26	24
Sumoto	1952-58	23	18	17	21	22	21	19	<i>17</i>	18	23	22	24	20
Uno	1957-58	21	22	22	23	22	16	19	<i>15</i>	19	23	24	21	20
Kure	1951-58	34	34	32	30	32	29	31	31	31	30	31	33	32
Komatsujima	1953-58	21	21	<i>18</i>	22	19	20	20	21	22	21	19	24	21
Takamatsu	1949-58	26	27	28	25	24	<i>19</i>	25	25	23	26	23	26	25
Matsuyama	1950-58	23	26	25	22	22	18	<i>17</i>	20	22	22	22	24	22
Uwajima	1949-58	18	22	21	21	20	17	<i>16</i>	<i>16</i>	22	18	17	20	19
Shimizu	1936-58	19	20	19	19	19	<i>18</i>	18	21	20	24	20	20	20
Kochi	1950-58	17	19	20	19	20	<i>16</i>	21	20	20	25	21	22	20
Aburatsu	1946-58	16	18	18	17	<i>16</i>	17	23	21	22	20	17	19	19
*Minamata	1951-53	24	<i>18</i>	32	23	23	25	32	22	33	62	—	25	(29)
Megami	1936-58	25	24	28	23	20	<i>19</i>	23	21	23	23	20	22	22
Fukabori	1957-58	18	15	25	17	19	16	17	16	19	<i>14</i>	<i>14</i>	18	17
Shimonoseki	1953-58	27	24	23	20	19	18	<i>14</i>	23	21	22	19	20	21
Tonoura	1936-58	20	21	23	25	19	17	16	<i>15</i>	18	21	21	17	19
Sakai	1951-58	19	20	22	20	18	18	<i>15</i>	15	17	21	18	19	18
Iwasaki	1951-58	18	20	21	21	22	17	<i>14</i>	16	19	19	19	20	19
Chichi-jima	1942-43	15	16	14	13	9	14	10	10	13	15	15	24	14

* The accuracy of data is not satisfactory.

S. Unoki: An Investigation on Meteorological Tides in the Neighbouring Seas of Japan

Table 3. The greatest value of positive anomaly above predicted sea-level in each month at tidal stations where the period of data is more than five years (in cm).

Station	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Period
Kushiro	49	50	35	26	56	22	46	49	56	30	30	31	1952-58
Miyako	31	33	60	35	34	21	21	25	37	37	33	46	1942-58
Ayukawa	26	33	26	33	25	24	33	22	39	37	29	37	1949-58
Mera	32	44	33	38	29	30	38	78	112	75	51	39	1936-58
Tokyo	41	62	57	58	41	33	114	57	95	84	36	82	1950-58
Ito	32	46	33	35	29	61	32	52	52	39	45	38	1936-58
Uchiura	35	35	41	32	31	33	46	51	58	50	42	49	1936-58
Nagoya	45	44	34	42	61	47	34	67	125	124	75	59	1951-58
Toba	33	44	50	39	39	33	33	41	101	53	42	49	1950-58
Kushimoto	61	47	44	29	41	44	39	65	113	63	39	37	1936-58
Wakayama	37	36	41	37	43	41	38	60	113	89	45	42	1949-58
Tannowa	34	37	25	29	26	38	23	46	94	32	47	43	1954-58
Osaka	59	64	64	55	64	74	65	58	237	108	40	60	1950-58
Kobe	42	44	60	69	54	99	52	70	167	115	41	49	1947-58
Sumoto	35	33	37	33	50	35	26	46	66	32	34	43	1952-58
Kure	43	40	42	40	45	42	38	46	130	123	42	44	1951-58
Komatsujima	29	42	27	31	40	30	23	63	57	34	24	39	1953-58
Takamatsu	48	47	64	45	45	42	43	75	120	130	39	45	1949-58
Matsuyama	37	33	46	32	35	28	31	41	142	141	32	65	1950-58
Uwajima	36	47	35	28	34	30	29	49	99	71	70	38	1949-58
Shimizu	47	40	42	31	48	36	54	45	100	78	41	43	1936-58
Kochi	28	25	28	24	26	49	91	57	73	77	27	32	1950-58
Aburatsu	37	30	26	27	27	27	116	56	69	69	27	30	1946-58
Megami	48	77	38	41	32	33	39	81	81	47	36	61	1936-58
Shimonoseki	23	29	34	31	30	29	39	66	73	29	23	54	1953-58
Tonoura	54	31	40	38	28	45	41	39	57	29	31	57	1936-58
Sakai	33	36	33	30	24	22	26	31	45	31	28	45	1951-58
Iwasaki	79	46	31	45	38	27	29	39	133	34	40	41	1951-58

The greater part of our data was collected from "Monthly Report of Tidal Observation" (Kencho-Gaiho, reported from respective meteorological observatories) and "Geophysical Review" (Kisho-Yoran, published by the Japan Meteorological Agency), in which we find the anomaly of sea level from predicted one, but the accuracy of materials is not necessarily sufficient because they are calculated for high and low waters only. The remainder was collected from several reports^{(1), (2)} of storm tides due to typhoons, where the anomaly of sea level is calculated every hour or every three hours.

As a measure representing the characteristic strength of meteorological tides we shall use the maximum anomaly of sea level in each month in positive

Table 4. The greatest value of negative anomaly below predicted sea-level in each month at tidal stations where the period of data is more than five years (in cm).

Station	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Period
Kushiro	29	30	30	25	22	16	30	44	44	24	32	24	1952-58
Miyako	47	53	23	27	21	22	20	21	27	23	28	45	1942-58
Ayukawa	23	23	28	17	27	38	20	21	28	41	21	22	1949-58
Mera	46	34	26	44	29	30	25	24	26	32	28	37	1936-58
Tokyo	33	34	38	33	30	23	34	25	41	49	29	37	1950-58
Ito	51	33	31	52	35	25	24	36	28	43	29	32	1936-58
Uchiura	33	31	33	49	31	35	26	26	32	41	38	52	1936-58
Nagoya	35	28	31	24	28	25	23	28	39	32	41	34	1951-58
Toba	23	22	32	34	22	28	29	23	28	28	23	28	1950-58
Kushimoto	26	24	43	52	24	26	30	33	34	35	35	38	1936-58
Wakayama	32	31	29	45	35	32	30	30	30	30	30	34	1949-58
Tannowa	25	23	23	28	27	21	21	30	25	24	24	30	1954-58
Osaka	34	42	68	33	67	38	37	39	37	36	33	39	1950-58
Kobe	55	61	37	29	30	26	28	29	41	33	34	33	1947-58
Sumoto	32	24	23	24	33	30	22	22	22	32	32	34	1952-58
Kure	40	40	40	38	37	33	39	41	39	40	37	45	1951-58
Komatsujima	27	24	21	28	24	27	24	25	32	28	26	30	1953-58
Takamatsu	36	38	44	32	31	31	40	37	28	44	30	30	1949-58
Matsuyama	31	53	31	29	30	24	19	37	27	32	24	29	1950-58
Uwajima	23	37	31	32	39	25	27	20	32	20	23	23	1949-58
Shimizu	31	31	32	32	33	27	31	74	43	55	32	33	1936-58
Kochi	20	23	34	26	40	20	37	29	26	66	29	39	1950-58
Aburatsu	22	27	26	34	20	30	76	60	36	32	22	32	1946-58
Megami	49	42	61	40	38	32	36	38	44	74	33	46	1936-58
Shimonoseki	37	31	28	26	25	24	20	43	27	25	33	25	1953-58
Tonoura	47	38	38	64	40	29	34	28	23	38	38	31	1936-58
Sakai	23	31	26	25	22	27	22	21	24	31	27	22	1951-58
Iwasaki	26	27	31	29	30	21	19	21	24	32	29	25	1951-58

and negative cases, and we calculate monthly means and annual means of them in two cases, respectively. The result is listed in Tables 1 and 2. The greatest anomaly in each month is shown in Tables 3 and 4.

3. Regional distribution of meteorological tides

In the beginning let us consider the positive anomaly of sea level. Regions with the annual mean more than +30 cm are the Tokyo Bay, the Ise Bay, the west coast of Kii Peninsula, the Osaka Bay, the Inland Sea of Seto and the Kagoshima Bay (Fig. 2). In the Ariake Sea, too, we can expect great meteorological tides, though details are unknown because of the lack of exact data.

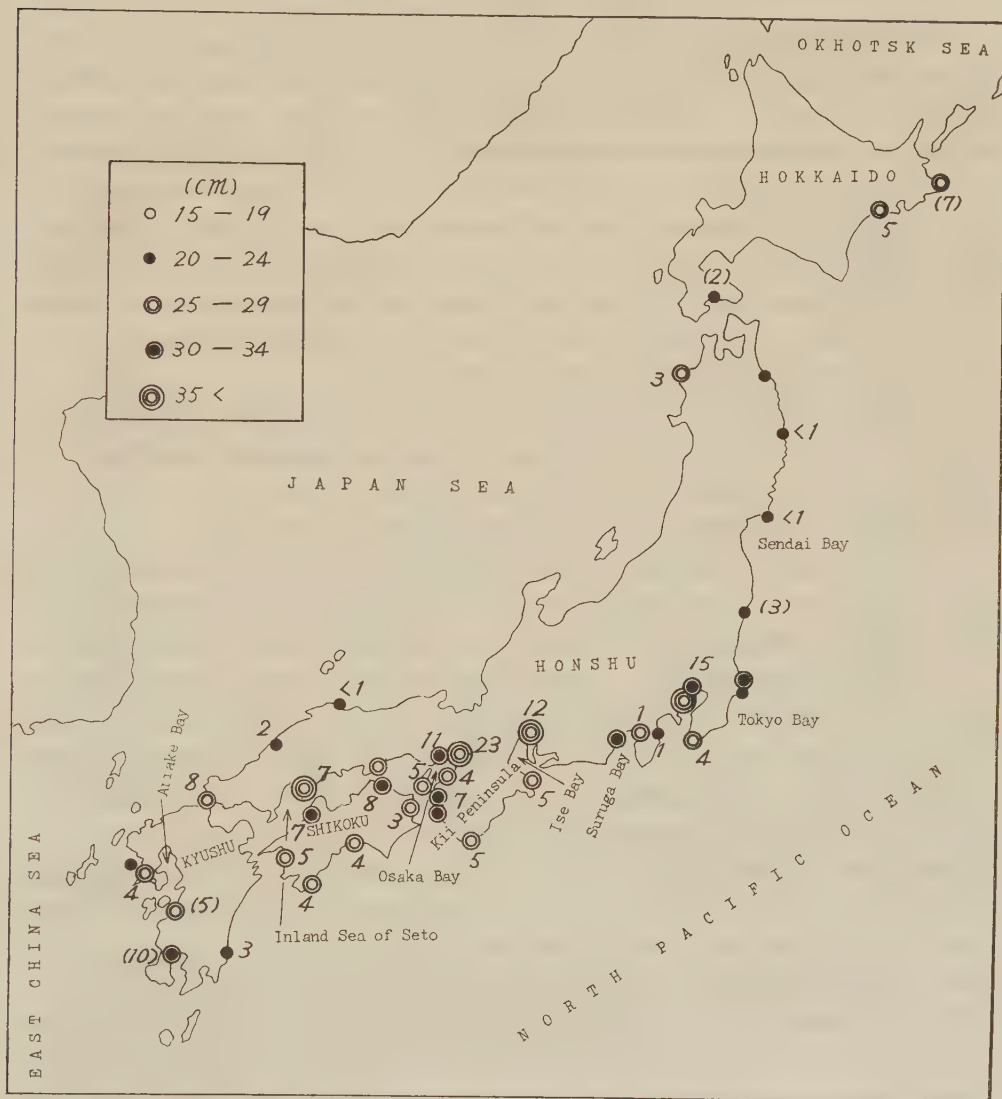


Fig. 2. Annual mean of the maximum of positive anomaly above predicted sea-level in each month (represented by the various types of circle), and frequency of positive anomaly more than +50 cm for ten years (given by the numerals close near circles).

These regions agree naturally with places where we have frequently suffered great damages by storm tides.⁽³⁾

The reason why the meteorological tides are so great at these regions may be considered as follows: (1) Topographically speaking, they are shallow waters and almost all of them are located on the southern coastline with their entrance towards the south or the southwest. (2) Meteorologically speaking, cyclones and tropical cyclones (typhoons) pass frequently in the neighbourhood of these regions accompanying with low pressure and strong southerly wind which cause upheaving of sea water at the end of Bay. For example, of many typhoons which raised storm tides for about thirty years 1927 to 1955, twenty-one landed in Kyushu, fourteen in Shikoku to Kii, eight in Kii to Kanto and none in other regions, but five typhoons did not land.⁽⁴⁾

Regions where the meteorological tides are secondarily big are the west coast of Kyushu, the south coast of Shikoku, Honshu and Hokkaido which face the Pacific directly. In those regions the topographical conditions are not so favourable, but the meteorological conditions are favourable.

The east coast of Honshu and the Japan Sea side of our country belong to places where the meteorological tides are mild because the meteorological and topographical conditions are not propitious for the development of meteorological tides, and the annual mean of positive anomaly is 20 cm or so. On the Okhotsk Sea coast of Hokkaido, too, we can expect the same circumstances. Of these regions, however, there are some places where the meteorological tides are large locally according as their peculiarity, for instance, at Iwasaki on the Japan Sea side the annual mean of anomaly reaches +28 cm.

Moreover at Chichi-jima ($27^{\circ}5'N$, $142^{\circ}11'E$) in the Bonin Islands located in the Northwest Pacific, the meteorological tides are most inconspicuous, the annual mean being +15 cm only. This is attributed to the fact that the storm is not so many and that the setup of sea water is apt to be restricted on the coast of such an isolated island. In the Suruga Bay, though its mouth faces towards the south, the meteorological tides do not develop so remarkably as in other bays mentioned above because the depth is very large. In the Sendai Bay, though the topographical features are favourable a little for the growth of meteorological tides, the anomaly is comparatively small because the meteorological conditions are not so suitable.

Here we shall touch on the number of occurrence of large anomaly (Table 5). In Fig. 2 we see that stations where the large anomaly appears frequently accord with those where the meteorological tides are large, that is, the frequency of

Table 5. Frequency when the positive or negative anomaly from predicted sea-level exceeds +50 cm or -50 cm for ten years, respectively.

Station	Case of positive anomaly													Case of negative anomaly
	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Sum	
Kushiro	—	1.7	—	—	1.7	—	—	—	1.4	—	—	—	4.8	0.0
Miyako	—	—	0.6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.6	0.6
Ayukawa	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.0	0.0
Mera	—	—	—	—	—	—	—	1.0	1.0	1.5	0.5	—	4.0	0.0
Tokyo	—	1.3	1.3	1.3	—	—	1.3	3.0	3.3	2.2	—	1.3	15.0	0.0
Ito	—	—	—	—	—	0.4	—	0.4	0.5	—	—	—	1.3	0.9
Uchiura	—	—	—	—	—	—	—	0.5	0.4	0.4	—	—	1.3	0.4
Nagoya	—	—	—	—	1.4	—	—	2.5	3.3	2.5	1.3	1.3	12.3	0.0
Toba	—	—	1.3	—	—	—	—	—	2.2	1.1	—	—	4.6	0.7
Kushimoto	0.6	—	—	—	—	—	—	0.6	1.7	1.7	—	—	4.6	0.6
Wakayama	—	—	—	—	—	—	—	2.5	3.8	1.0	—	—	7.3	0.0
Tannowa	—	—	—	—	—	—	—	—	4.0	—	—	—	4.0	0.0
Osaka	1.1	1.1	3.3	2.2	1.1	3.3	1.1	3.3	3.3	1.1	—	2.2	23.1	2.2
Kobe	—	—	0.9	2.7	0.9	1.7	0.8	1.7	1.7	0.8	—	—	11.2	1.7
Sumoto	—	—	—	—	2.0	—	—	—	2.5	—	—	—	4.5	0.0
Kure	—	—	—	—	—	—	—	—	4.3	2.5	—	—	6.8	0.0
Komatsujima	—	—	—	—	—	—	—	1.7	1.7	—	—	—	3.4	0.0
Takamatsu	—	—	2.0	—	—	—	—	2.0	3.0	1.0	—	—	8.0	0.0
Matsuyama	—	—	—	—	—	—	—	—	4.5	1.3	—	1.1	6.9	1.1
Uwajima	—	—	—	—	—	—	—	—	3.0	1.3	1.1	—	5.4	0.0
Shimizu	—	—	—	—	—	—	1.0	—	1.5	1.4	—	—	3.9	0.9
Kochi	—	—	—	—	—	—	1.1	1.1	1.1	1.1	—	—	4.4	1.1
Aburatsu	—	—	—	—	—	—	0.8	0.9	0.8	0.8	—	—	3.3	1.5
Megami	—	0.7	—	—	—	—	—	1.2	1.3	—	—	0.6	3.8	1.8
Shimonoseki	—	—	—	—	—	—	—	1.7	3.3	1.3	—	1.7	8.0	0.0
Tonoura	0.5	—	—	—	—	—	—	—	0.4	—	—	1.4	2.3	0.4
Sakai	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.0	0.0
Iwasaki	1.4	—	—	—	—	—	—	—	1.3	—	—	—	2.7	0.0

positive anomaly more than 50 cm for ten years is 15 times at Tokyo, 12 at Nagoya, 23 at Osaka, 11 at Kobe, 10 at Kagoshima, and the Inland Sea of Seto is second to them. On the coast of Japan Sea and the east coast of Honshu it is only one or so.

4. Distribution of negative anomaly of sea level.

Next, let us consider the negative anomaly of sea level (Tables 2, 4 and Fig. 3). The mean of it is generally smaller than that of positive anomaly. The reason for this may be attributed to the following facts:

- (1) The strength of meteorological elements such as wind velocity and

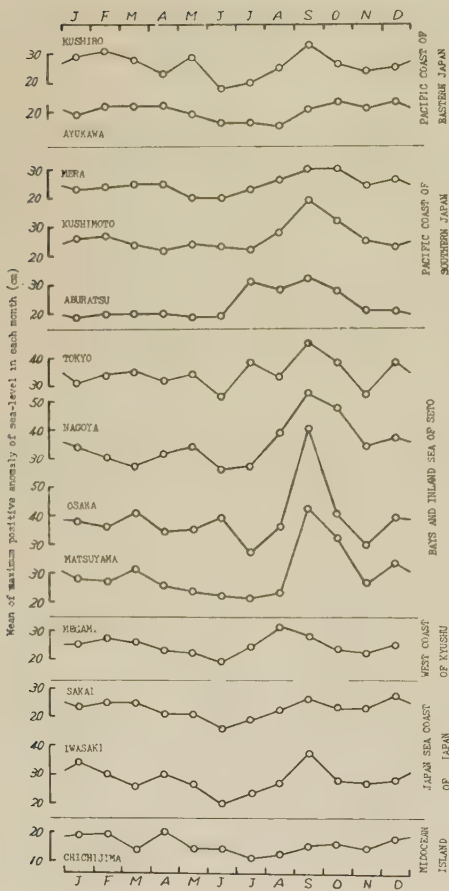


Fig. 4. Seasonal variation of positive anomaly of sea-level.

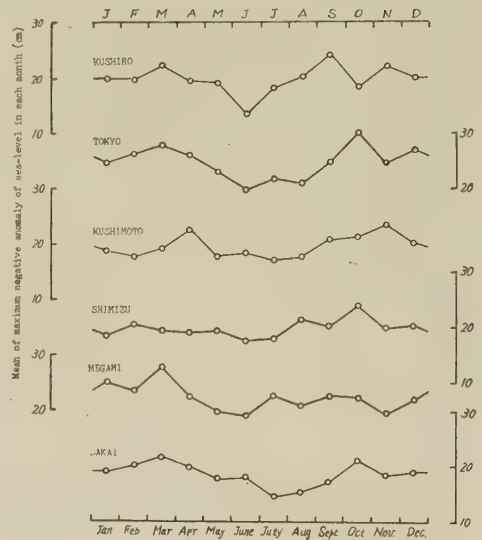


Fig. 5. Seasonal variation of negative anomaly of sea-level.

22 cm in spring and 23 cm in autumn. The season of least anomaly is June and July throughout the country, corresponding to the season when severe storms are few apart from weak ones.

With respect to negative anomaly, the features of seasonal variation is almost the same as that of the positive anomaly mentioned above, showing two maximums in spring and autumn, but the range is smaller (Table 2 and Fig 5).

Speaking of the frequency of positive anomaly over +50 cm, the following facts are recognized: (1) At the end of large bays whose entrance faces the

S. Unoki: An Investigation on Meteorological Tides in the Neighbouring Seas of Japan

south, storm tides are most frequent in August to October being due to typhoons, and next in March to May being due to cyclones, and this agrees with Miyazaki's result for Kobe⁽²⁾. (2) But, at stations facing the Pacific directly we have scarcely had storm tides due to cyclones in spring. (3) On the Japan Sea coast and the coast of Hokkaido, it is noticeable that the frequency of great meteorological tides due to winter monsoons and cyclones is more than that due to typhoons.

Acknowledgements

The author wishes to express his thanks to Dr. M. NAKANO and Dr. K. YOSHIDA for their kind encouragement and interest.

References

1. JAPAN METEOROLOGICAL AGENCY:
Report on the Muroto Typhoon, Chuo Kishodai Hokoku **9**, 1935;
Report of the typhoon and storm tides on August 27th and 28th of 1942, Chuo Kishodai Himitsu Kisho Hokoku **6**, 1944;
Report of the Makurazaki Typhoon, Memoirs of the Cent. Met. Obs. **33**, 1949;
Report of the Typhoon "Ione", ibid **34** (2), 1950;
Report of the Typhoon "Kitty" and "Della", ibid **35** (2), 1950;
Report of the Typhoon "Kezia", ibid **35** (4), 1951;
Report of the Typhoon "Jane", ibid **36** (1~4), 1951;
Report of the Typhoon "Ruth", ibid **37** (3~4), 1953;
Report of the Typhoon "Tess", September 1953, ibid **39** (2), 1955;
Report of the Typhoon "Marie" (No. 5415) September 1954, ibid **39** (3), 1956.
2. MIYAZAKI, M. (1957): On storm surges which recently struck the Japanese coast, Oceanogr. Mag. **9**, pp 209~225.
3. WADATI, K. and T. HIRONO (1954): Storm tides caused by typhoons, Proc. Unesco Sympo. on Typhoons, pp 31~48.
4. OKUYAMA, K. and S. UNOKI (1958): General description of storm tides on the coasts of Japan, Technical Report, Kagaku-Gijutsu-Cho, 36 pp.
5. OGURA, S. (1935): Tide and abnormal rise and fall of sea level observed at Tsukiji, Tokyo (Part 1), Suiryo Yoho **14**, pp. 247~262.

新しい自動データ処理機械 MERIAC-1-F について

降 旗 常 雄

新しい自動データ処理機械 MERIAC-1-F について

降 旗 常 雄*

複雑な波形を含む現象の ANALOG 型データの分析処理は従来 Manuall な方法で行はれているに過ぎない。そのためデータが大量の場合、処理に要する時間と労力は容易ならざるものとなり、また処理の速さに越えることの出来ないある限度が現はれる。此の事はデータからとりだした情報にもとづいて系の将来の状態を予知しようとする際に特に大きな障害を来す。データの処理能力を増して作業時間を許容限界内に短縮し、同時に処理作業を能率化するためには Electronic Data Processig 方式によるデータの自動処理化を具体化しなければならない。

自動データ処理機械 MERIAC-1-F は近い将来海の波の Routine 観測網上で必然的に発生するであろう斯様な事態を予想して考案されたフーリエ解析用の電子計算機で、その原理と構造の概要について述べる。

また MERIAC-1-F はいわゆる情報機械としての性格をもつて居り、そのためデータの総合処理 (Integrated Data Processing 方式) を同時に遂行することが可能である事情をも説明する。

§ 1. はし が き

紙上にインキで記載されたオッシログラムの様な一価連続の時間函数、 $X = f(t)$ のデータは理工学をはじめ医

学その他の産業の諸分野でも広く扱はれている。このようにいわゆる ANALOG 型データから曲線を読みとり、得られた記録値にいろいろの統計や他の分析操作を加え、データに含まれたより高次の情報 (Information) をとりだすためには少からざる時間と労力とを必要とする。データの曲線が複雑な波形をもち単調でない場合や、比較的単調ではあつてもデータが大量の場合には分析処理に要するこうした負担は容易に無視できなくなり、そのいづれにも互る性質のデータにあつては其のため多大の MAN・HOUR--Power を必要とすることが経験されて

いる。情報理論の立場から言うとデータが大量で、それらが複雑な波形を含んでいるという事はデータのもつ情報量が大きいということである。いまデータを分析処理するに要する MAN・HOUR-Power, すなわち処理能力と時間的長さとの相乗積をもつてデータの情報量の大きさをあらはす便宜的な尺度 (註1) とすれば、より大きな情報量のデータは相応した大きさの MAN・HOUR-Power をその処理に必要とし、また MAN・HOUR-Power さえ増してゆけばどのように情報量の大きなデータでも難なく処理できる筈であると考えられる。従つてもし有効な処理能力を充分大きくすることが出来ればデータの分析に要する時間的長さはどの様にでも僅少にすること

* 気象研究所海洋研究部

註1 厳密な尺度は別に定義される。

が出来る筈である。

ANALOG 型データについて従来おこなわれている処理方法は処理過程の殆ど全般に亘り人為的な手段がとられているに適さない。次にデータ処理の速さには必ずしも要内の果報から自然にもよる筈だから、たゞそれを超えたいと色々な方法がとられるにせよ同じ手段を延長する限りにおいては結局無効な能力(Power of Redundancy)を増加せしめるに止まつて大巾な改善を期待することは出来ない。

斯様な現状に留まる限り、こうしたデータ分析の処理速度やその処理時間に大きな限界があるという此の議論は、しかしさしたる問題にはなり得ないと考えられるかもしれない。然し現実時間 (Real Time) に依存した一連の作業プログラムが強い条件でデータ処理の過程と関連をもち予定されているならば問題を一変して本質的な困難に到着することが判る。たとえば一つの系 (Ensemble) からとり出された情報により更に高次のプロセス制御を系に加える場合、情報処理の速さ、遅速、情報の価値および窮極の目的の可否を左右する事が知られている。同様に系からとりだされた情報に基づいて系が対象とるであろう状態の予知 (Prediction) をする際にも同じことがいわれる。すなわち此の様な場合には系から取りだすべき情報の撰択にはじまる、抽出、分析など一連の操作過程を含めた総合の時間的速さが終局の目的に対し決定的な意義をもっているのである。

ANALOG 型データの分析作業を容易にする目的で様々な器械化による処理方法が従来も考えられている。たとえば海の波の自動記録からフーリエ・スペクトラムや自己相関函数などを抽出しようと試みた M. J. Tucker の器械や、A. A. Klebba 等の器械がそれである。これについて詳しくのべる余裕はないが何れにしてもこれらの方式は今日期待されるデータの高速自動処理化の目標からはほど遠い古典的意義をになうに止まるもののようには思はれる。近年米国で BOSCAR-Model N, および OSCAR-Model J などの器械が完成された(註2)がこれは ANALOG 型データの情報を既存の DIGITAL 電子計算機、たとえば IBM 機械などに投入して自動計算せしめるための入力装置としてすぐれた性能をもつて注目される。その操作は半自動的に行はれ、たとえば読みとろうとするサークルグラフ上で任意の間隔に標本点にいらぬ手動で器械の読取用サークル線を合はせ、スイッチを押すと予め与えた基準レベルからの曲線の標本値が自動的に数値化されて電気タイプライターで打出される。又必要に感じ IBM サードドリット機にないで鑽孔カードによる Digital-OUTPUT を与えることも出来る。此の機械はきわめて有用であると思はれる。実際米国では多方面で盛んに使用されている様であ

るがそれにしてもなお欠点がない訳ではなく、たとえば非常に正確に算出することや自動検出に入るため自身の速さをのぞむ事が難しく、かなりの MAN・HOUR-Power を依然必要とする事などである。

最後に今日まで観みている電子計算機のなかには解決の道を探するならば、たとえば半導体素子でアナログ曲線を電気信号に変換して自動演算機構の INPUT にする Photoformer 装置で、これに類した電気的現象発生装置が見いだされる。しかし之等の方法は情報量の少いアナログ曲線以外には適用できず、これらによって直ちに真の高度な実用価値をそなえたデータの自動処理機械を実現することは困難である。

筆者は 1957 年春以来、海の波の研究に従事したが其の際にかさずデータの高速度処理方式について考察する機会を得た。それは此の場合、おびただしい情報量をもった海の波の自動記録が本質的な処理に費する多数の観測施設によつて刻々に生産され、次のある時刻の波の状態を予知するため有用な物理的情報のいくつかが指定された短い時間内にことごとく記録データから抽出されそれらが容易に統合されて判断の用に供されねばならないという設定から出発し、それを具体化しなければならなかつたからである。

1958年4月、こうした要求を極めて容易にみたしうる新しい方式原理を提出し、これにもとづく一連の ANALOG 型データの自動処理方式を筆者は考案した。そして一つの応用として興味ある高性能のフーリエ解析用電子計算機 MERIAC-1-F (註3) を編り(註4)と共に設計し、殆どこの装置を予て現在實際にとりかかっている。(註5)

本文は広範な応用面をもつ MERIAC-1-F について原理と構成の概要をのべると共に特異なその機能の一端にもふれて諸賢の御批判を仰がんとするものである。

§ 2. 原理について

MERIAC-1-F は二つの機能をもつ装置から構成される。その一つは入力装置、または MERIAC-1-F-100 と呼ばれ、他の一つは出力装置、または MERIAC-1-F-200 と名づけられている。

I) 入力装置

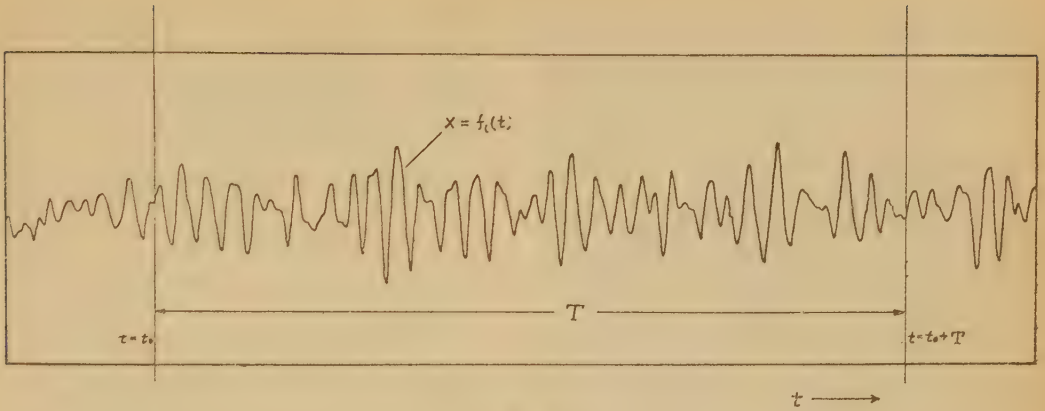
入力装置は一種の清量変換装置で、複雑な波形をもった紙上の一個連続曲線のデータ (Input データという) を高速度で自動的に読みとり、その読取値を二進数字符号 (Binary Digital Code) に変換して鑽孔テープで OUTPUT する。此の様にする理由は、(1)自動演算機構に直ちに Input データを投入する事ができ、さらに、

註3 Meteorological Research Institute Automatic Computer
—1—Fourier Analyzer

註4 日本電気株式会社

註5 1959年4月から稼動した。

註2 Benson-Lehner Co., U. S. A.



第1図

(2)後述の IDP 方式 (総合データ処理方式) が可能になるからである。

Meriac 1 F-100 の内部では上述の機能を果たすため次の三つの操作 (Operation) が自動的に Input データに加えられる。すなわち、(a)標本化操作 (Sampling-Operation), (b)量子化操作 (Quantization-Operation), および(c)数値化 & 出力表示操作 (Digitalization & Output-Operation) がこれである。

(a) 標本化操作

区間 $[-t, +t]$ で定義される一価連続の時間函数を

$$X = f(t) \quad \dots\dots (1)$$

とする。 t は時間をあらはす。いま此の時系列から取りだされた任意の部分区間、 $[t_0, t_0 + T]$ に関する時系列を $f_i(t)$ とし、その Graph を 第1図のように仮定する。Graphはすべて光学的な情報信号で表示され、雑音は含まない (Noiseless Case) もとする。すなわち例えば紙上に記録インキで光学的に明瞭に現象の曲線が描かれていて、目盛り、汚れなどは紙上にはないものとするのである。 $f_i(t)$ の Graph は一般に複雑な波形を含んでいると見做してさしつかえない。Graph に含まれる最少の波長を λ とすると、

$$\Delta S \equiv \frac{\lambda}{2} \quad \dots\dots (2)$$

で定めた間隔で曲線、 $f_i(t)$ を分割して得られる標本点列、 $X_0, X_1, X_2, \dots, X_n$, については勿論

$$X_n = f_i(\Delta S n) ; n=0, 1, 2, \dots; (t_0 \text{ で } n=0)$$

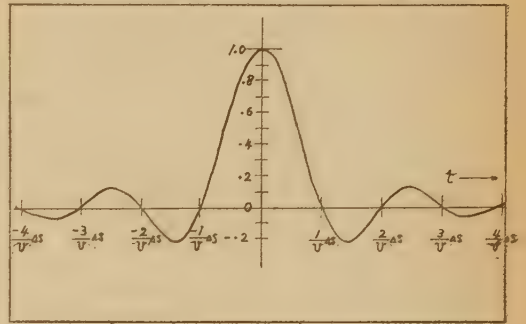
が成立つ。此の場合、 $X = f_i(t)$ と標本点列、 X_n とに関し Shannon の標本定理が成立する。即ち

$$X = f_i(t) = \sum_{-\infty}^{+\infty} X_n \left| \frac{\sin\left(\pi \frac{v}{\Delta S} t - \pi n\right)}{\pi \frac{v}{\Delta S} t - \pi n} \right| \quad \dots\dots (3)$$

ここで、 v はデータの Scale factor, もしくは記録紙の記録速度である。(3)式の右辺に現れた函数、

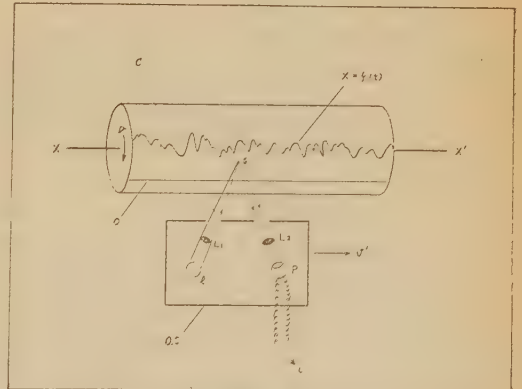
$$S_a\left(\frac{\pi v t}{\Delta S}\right) = \begin{cases} \sin\left(\pi \frac{v}{\Delta S} t\right) & 1 : t=0 \\ \frac{\pi v}{\Delta S} t & 0 : t = \frac{n \Delta S}{v}, (n \neq 0) \end{cases}$$

はいわゆる Sampling 函数である。(第2図)

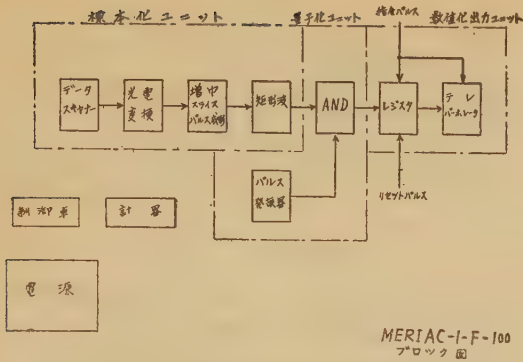


$$S_a\left(\frac{\pi v t}{\Delta S}\right) = \frac{\text{Sim}\left(\frac{\pi v t}{\Delta S}\right)}{\frac{\pi v t}{\Delta S}} \quad \text{のグラフ}$$

第2図



第3図

MERIAC-1-F-100
ブロック図

第6図 MERIAC-1-F-100 ブロック図

63 digit を使用) によって鑽孔テープで OUTPUT している。第6図に入力装置のブロック図を示めた。

II) 出力装置

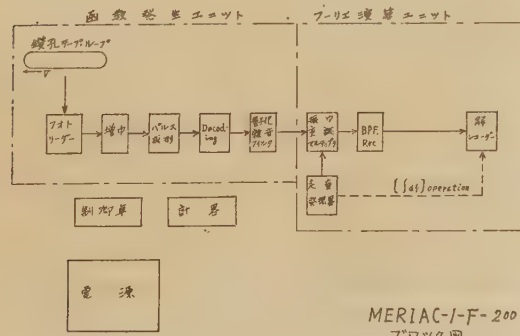
出力装置はフーリエ解析用の ANALOG 電子計算機であつて鑽孔テープで与えられるデータ、 $X=f(t)$ の週期分析を目的とする。そのため鑽孔テープの情報を高速度で繰返して電氣的に読みとり、電氣的アナログ函数に Decoding して基本週期、 T に関するフーリエ成分周波数の各 Component を逐次にとりだし解記録紙上に記載する。得られたスペクトラムはいわゆる Equivalent Amplitude Spectrum と呼ばれるもので、データ $f(t)$ に含まれる成分波の強さの分布をあらはし通常パワー・スペクトルともいわれている。

Meriac 1 F-200 では以上の目的を果すため二つの操作、すなわち (d) 函数発生操作 (Function generation-Operation)、および (e) フーリエ演算操作 (Fourier analysis-Operation) が自動的に行はれる。

(d) 函数発生操作

此の操作の目的は鑽孔テープで与えられた $X=f(t)$ の標本値情報信号を高速度で繰返して読みとり乍ら逐次にそれを電氣的アナログ函数、 $X=f(t)$ に逆変換し、同時に週期函数、

$$f(t)=f(t+T), \quad \dots\dots (6)$$

MERIAC-1-F-200
ブロック図

第7図 MERIAC-1-F-200 ブロック図

但し $t_0 < t < t_0 + T$,

を発生せしめることである。高速度で行う理由は以下の分析時間を短縮するためと、ANALOG 演算を行うさいの技術的理由から $f(t)$ の周波数を見かけ上 Step up するためである。

さて第7図の高速度フォトリダー装置に鑽孔テープはかけられて、先端と末端をつながれてループ状で駆動され、標本値列 X_n を光電的に読みとられる。フォトリダーの出力信号は Binary Digital Code で与えられるがこれは更に Decoder 回路でパルス振幅変調波 (第8図一(b)) になる。これを $F(t)$ とすれば、

$$F(t) = \text{Const} \cdot f(t) + \text{量子化雑音} \quad \dots\dots (7)$$

のスペクトラム構造をもっている (註6) から、これを適

註6 INPUT データ、 $f(t)$ は本来複雑な波形を含んでいると考えられるから一般に、

$$f(t) = \sum_{i=0}^{\infty} C_i \cos (\omega_i t + \varepsilon_i) \quad \dots\dots (1')$$

である。しかし与えられたデータ紙上では波長、 λ より小さい波は含まれていないから、

$$\omega_p = \frac{2\pi v}{\lambda} \quad \dots\dots (2')$$

できまる角周波数、 ω_r までの成分波の和をとれば充分である。すなわち、

$$f(t) = \sum_{i=0}^r C_i \cos (\omega_i t + \varepsilon_i), \quad \dots\dots (3')$$

以下の議論では重ね合せの原理が成立つから $f(t)$ については一つの成分波、

$$f(t) \omega = j = C_j \cos \omega_j t \quad \dots\dots (4')$$

で代表しても一般性は失はれない。位相、 ε_i も省略する。いま Decoder 回路で振幅変調される単位標本波パルス (第8-a 図) を $\varphi(t)$ とすれば、

$$\Psi(t) = \frac{\tau_0}{\xi} + 2 \frac{\tau_0}{\xi} \sum_{m=1}^{\infty} \frac{\sin (\tau_0 / \xi \cdot m \pi)}{\tau_0 / \xi \cdot m \pi} \cdot \cos m \omega_c t \quad \dots\dots (5')$$

但し $\omega_c = 2\pi f_c = 2\pi / \xi$

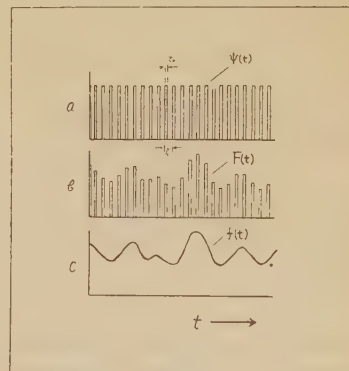
のスペクトラムをもっている。したがって Decoder 回路でつくられる振幅変調パルス波、 $F(t)$ 、(第8-b 図) は

$$F(t) = f(t) \cdot \Psi(t) =$$

$$C_j \cos \omega_j t \left[\frac{\tau_0}{\xi} + 2 \frac{\tau_0}{\xi} \sum_{m=1}^{\infty} \frac{\sin m \pi \cdot \tau_0 / \xi}{m \pi \cdot \tau_0 / \xi} \cdot \cos m \omega_c t \right] \quad \dots\dots j \text{成分}$$

$$= \text{Const} \cdot f(t) + \text{量子化雑音}$$

であることが式 (4'), (5'), および (3') からわかる。



第 8 図

当な量子化雑音フィルター(註7)で撰択して第一項だけとりだせば,

$$F(t) = F(t+T) \\ = \text{Const} \cdot f(t) = \text{Const} \cdot f(t+T) \dots\dots\dots (8) \\ \text{但し } t_0 < t < t_0 + T$$

となつてアナログ型電気信号に逆変換された週期函数 $f(t)$ がえられる。

量子化雑音フィルターからとり出される情報信号は INPUT データ, $X=f(t)$ に相似な電氣的アナログ函数で式(6)の條件を満足している。

(e) フーリエ演算操作

(8)式のアナログ週期函数, $f(t)$ において区間, $[t_0 < t < t_0 + T]$ を便宜上, $t_0=0$ に改めても一般性は失はれない。

$f(t)$ をフーリエ級数であらはすと,

$$f(t) = \sum_{n=1}^{\infty} \left[a_n \cos \frac{2\pi n}{T} t + b_n \sin \frac{2\pi n}{T} t \right] \dots\dots (9)$$

係数 a_n, b_n は

$$a_n = \frac{2}{T} \int_0^T f(t) \cdot \cos \frac{2\pi n}{T} t dt \dots\dots (10)$$

$$b_n = \frac{2}{T} \int_0^T f(t) \cdot \sin \frac{2\pi n}{T} t dt \dots\dots (11)$$

ここで,

$$E_n = \gamma_n^2 = (a_n^2 + b_n^2) \dots\dots (12)$$

をつくと, E_n は角周波数, $\omega_n = \frac{2\pi}{T} \left(n - \frac{1}{2} \right)$, お

よび $\omega_n + \frac{1}{2} = \frac{2\pi}{T} \left(n + \frac{1}{2} \right)$, の frequency band 内に含まれる $f(t)$ のエネルギーに相当している。機械の中では a_n や b_n は区別されず此等の合成された γ_n が Voltage, その他の物理量で検出されるに過ぎないから, $\gamma_n = \sqrt{a_n^2 + b_n^2}$ について考察する。

函数 $f(t)$ がたとえば海の波のような Random Oscillation の場合に $f(t)$ のフーリエ分析では, a_n, b_n の $n=0 \sim 20$ までの Harmonics については統計上その物理的意味がうすいものとされている。したがつて常に, $n > 30$ をとるものとすれば, $f(t)$ に含まれる第 N -成分波の γ_n に及ぼす寄与は,

$$\gamma_n^{(N)} \approx \gamma_N \cdot \left[\frac{\sin \frac{1}{2} (\omega_N - n\Omega) T}{\frac{1}{2} (\omega_N - n\Omega) T} \right] \dots\dots (13)$$

但し $\Omega = \frac{2\pi}{T}$, T は基本週期である。

これから

$$(i) \quad \omega_N = n\Omega \quad \text{ならば} \dots\dots\dots (14)$$

註7 次の周波数特性, $\Omega(\omega)$ をもつた Low pass フィルターを使えばよい。

$$\Omega(\omega) = \begin{cases} 1; m\omega_c = 0 \\ 0; m\omega_c \neq 0 \end{cases}$$

$$\gamma_n^{(N)} = \gamma_N; \quad (n \text{ は整数})$$

となつて, $n=N$ 番目の Harmonics の振幅は厳密にその波の正しい振幅の値を示めし, 他の Harmonics からの寄与は総べて消失する。

$$(ii) \quad \omega_N \neq n\Omega \quad \text{である一般の場合,} \dots\dots (15)$$

他の Harmonics はすべて, γ_n に影響し, $\gamma_n^{(N)}$ は近似的に,

$$\gamma_N < \gamma_n^{(N)} < \frac{2}{\pi} \gamma_N$$

の値をとることがわかる。この事は以下の Band pass フィルターの構造を決める上に重要である。

式(13)の右辺の $[\sin]$ は $f(t)$ の時系列を人工的に有限長の Loop としたための効果(二次的)をあらわしている。函数発生器(第7図)から実際にえられるアナログ函数は, 式(8), (3'), および(13)から

$$f(t) = f(t+T) = \sum_{K=0}^{\infty} \gamma_K \cos(\omega_K t + \varphi_K) \dots\dots (16)$$

但し $0 < t < T$:

ふたたび $f(t)$ の第 j -成分に着目してこれを $e(t)$ とすると,

$$e(t) = f(t)_{\omega=j} = \gamma_j \cos(\omega_j t + \varphi_j) \dots\dots\dots (17)$$

いま $e'(t)$ なる単位振幅, 位相角 θ の一つの正弦波

$$e'(t) = \mathbf{I} \cos(\omega_i' t + \theta) \dots\dots\dots (18)$$

を正弦波発振器でつくつて, アナログ信号 $e(t)$ で振幅変調すると(17), (18)式から

$$[1+e(t)]e'(t) = \mathbf{I} \cos(\omega_i' t + \theta) + \frac{\Gamma}{2} \cdot \gamma_j \cos \{ (\omega_i' + \omega_j) t + \varphi_j + \theta \} + \frac{\Gamma}{2} \cdot \gamma_j \cos \{ (\omega_i' - \omega_j) t + \theta - \varphi_j \} \dots\dots\dots (19)$$

がえられる。ここで Γ は常数で変調率と呼ばれる。

式(19)の合成波を一つの Band pass フィルター, $G(\omega_0)$,

$$G(\omega_0) = \begin{cases} 1: \omega = (\omega_i' + \omega_j) = \omega_0, \dots\dots\dots (20) \\ 0: \omega \neq \omega_0 \end{cases}$$

に加えると式(19)の第二項の Side band,

$$f'(t)_j = \text{Const} \cdot \gamma(\omega_j) \cdot \cos \{ (\omega_i' + \omega_j) t + \text{位相} \} \dots (21)$$

がとりだされる。但し ω_0 はフィルターの中心周波数, ω は合成波入力周波数である。式(21)の波を整流器で整流すると週期, $T_j = \frac{2\pi}{\omega_j}$ の線スペクトラム,

$$S(\omega)_j = \sqrt{[\gamma(\omega_j)]^2} \dots\dots\dots (22)$$

を得ることができる。したがつていま, 正弦波 $e'(t)$ の周波数を区間, $[\omega_0' < \omega_i' < \omega_n']$ で一定の向きに掃引すれば, これに対応して式(22)の $f(t)$ に関するスペクトラムは区間,

$$[\omega_0 - \omega_0' > \omega_j > \omega_0 - \omega_n']$$

の全域にわたつて逐次にとりだされる。故に ω_i' の掃引に連動して適宜な紙上に設けた週期座標軸上で記録ペンを移動させつつ $S(\omega)_j$ をあらはす物理量, たとえば整流器の出力電圧,

$$V_j = K \cdot S(\omega)_j = K \cdot \sqrt{[\gamma(\omega_j)^2]} \dots \dots \dots (23)$$

但し $K = \text{Const}$; (整流器の整流特性)

でペンをふれさせれば任意の週期区間, $[T_i, nT_i]$; ($n = 1, 2, 3, \dots$) に亘る INPUT データ, $X = f(t)$ のフーリエ・スペクトラムがえられる。但し週期の下限, T_i はつぎの条件,

$$T_i \geq T_r = \frac{2\pi}{\omega_r} = \frac{2\pi}{\omega_0 - \omega_0'} = \frac{\lambda}{v} \dots \dots \dots (24)$$

を満足するものとする。ここで, λ は INPUT データに含まれる最小の波長; v はデータの Scale factor, もしくは記録紙速度である。

なお式(22), すなわち式(23)の出力電圧を自乗特性をもつアナログ演算回路に加えれば, いわゆるエネルギー・スペクトラム,

$$E(\omega)_j = V_j^2 = \text{Const} \cdot \gamma(\omega_j)^2 \dots \dots \dots (25)$$

が容易にとりだされる。

§ 3. MERIAC-1-F の構成と性能

第6図, 第7図に入力装置, ならびに出力装置のプロック・ダイアグラムを示した。これらの装置はそれぞれ大型ラックに収容されて, 正面パネル中央部の制御卓で3個のスイッチにより単一制御される。したがって取扱は極めて容易である。

入力装置で用いられる標準化装置(データ・スキャナと呼ぶ)は原理図とは異なる機構を有し INPUT データは平に機械に挿入され, 長さに制限なく処理できる。その概要は次の如くである。

INPUT データ紙巾: 150mm~50mm 任意に可変
走査巾: 120mm~30mm 同上
走査軌跡: 直線状
光点径: 0.5mm
標準化間隔: 1mm, 2.5mm, 5mm 任意に可変

振巾読取精度: 1.5% Full scale

本機にかかる INPUT データはすべて Rectilinear タイプの曲線である事を原則とする。Curvilinear タイプの曲線の場合には読取り誤差を生じ, 場合によっては機械が読取り不能をおこすことがある。Rectilinear 曲線以外のすべての曲率半径をもつ一般の場合にも適用しうするためには, 別に考案した電子スキャナ装置(註8)によらなければならない。

又 INPUT データ上(紙上)で対象の曲線, $X = f(t)$ と混同し易い目盛や, 汚れなどのない事を原則(註9)とするが, もし曲線と目盛のインキの色位相がいわゆる色彩空間で定義される基本ベクトルの相互関係をそれぞれ

註8 汎用高性能・フーリエ解析・情報変換用データ処理装置がMERIAC-2-F.Cとして別に設計された。

註9 此の原則を逆用して特殊なデータ, たとえば粒度分布などの分析処理を行うことも可能である。

保つて居れば, 仮にその様な色の目盛がデータ紙上に刻まれていても実用上は光学的 S/N 比を充分に支障ないまでに改善して分析操作上に及ぼす目盛の雑音の効果を取のぞく事が出来る。実際に Meriac-1-F の INPUT データ用紙は一般の使用も考慮して使用に便利な目盛が切られている。INPUT データ紙上での現象振巾の読取精度は所定範囲内の任意の Full scale の 1.5% である。これを更に精密にすることはもとより可能であるが現在のところ其の必要を認めない。標準化間隔は対象の性質, および場合によっては分析の目的に応じて3個のレンジの何れか一つを撰択使用する。OUTPUT のテープ鑽孔速度は毎秒8標本値, すなわち 48 ビット/秒である。

出力装置の主要な諸元は次のとおりである。

1度分析可能な鑽孔テープ長	: 0.5m~3m 可変
鑽孔テープ速度	: 150cm/sec
走査周波数範囲	: 7700c/s~7999c/s
フィルター Pass Band	: 8000c/s $\pm$ 1~5c/s
スペクトラム記録紙巾	: 100mm
同上記録速度	: 10スピード切換可能

これらの常数によりいろいろの INPUT データの処理にあたって分析する週期範囲とそれに必要なデータ長(資料数), Scale factor, 週期目盛, 分析誤差, 分析所要時間などを予め算出して決めることが出来る。此の操作を一般にならつてプログラミングと呼んでいる。

MERIAC-1-F によると海の波の自記記録の一つは(註10)凡そ次の要領で分析される。

INPUT データ長	: 20分間連続記録
分析週期範囲	: 2sec~120sec
標準化間隔	: 1sec
振巾分析精度	: 1.5% Full scale
週期	: 1% 以下
総所要時間(全処理)	: 6分間

もし同内容の計算を Manual 法(タイガー 計算機使用)で行うとすれば少くとも数千時間以上を要するであろう。

§ 4. 応用について

MERIAC-1-F は元来海の波の Routine 観測網上で波の予報に必要な情報を波の自記記録からとりだす事を主目的として設計された(註11)ものであるからまづ之について述べよう。海の波を予報するという事は, 将来のある時刻に或る海域における波のエネルギー・スペクトラムを予報することである。スペクトラムが知れば波高や平均週期や, その他波についての諸特性が予報理論の定式にしたがって算出できる。エネルギー・スペクト

註10 電気式自記波浪計 MR-Mark I, -Mark II, 等のデータはそのまゝ自動処理できるようになっている。

註11 更に多用途のものは(註8)が計画されている。

ラムを予報するためにその海域を囲む境界の特性についての知識は勿論、気象の因子とならんで、既に得られた波のデータからエネルギー・スペクトラム、もしくは週期スペクトラム、および Pierson, W. J らのいういわゆる E-Value などを抽出する必要がある。

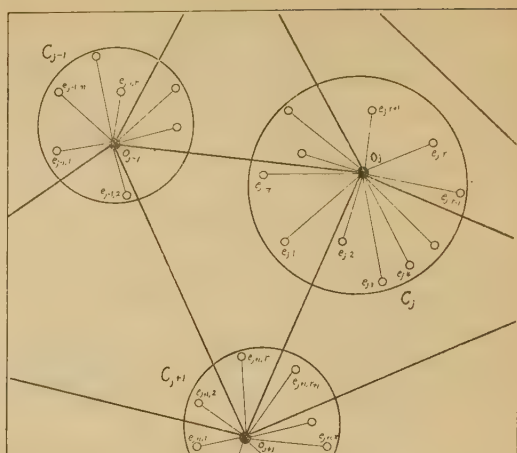
Meriac-1-F は現在のところ週期スペクトラム、すなわち $S(\omega)$ しか OUTPUT できないが、一、二の附加装置をつけて上記の諸量をも即座に OUTPUT したい予定である。ここで E-Value とは、

$$E=2\left(\frac{1}{N}\sum_{i=0}^N h_i^2 - \bar{H}^2\right),$$

$$\text{ここで } \bar{H} = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^N h_i, \quad (i=1, 2, \dots, N).$$

で定義される量で、 h_i は曲線 $X=f(t)$ 上に等間隔でとった標本点、 X_i の一つの基準線まで測った長さである。結局 E は与えられた区間、 $[t_0 < t < t_0 + T]$ 内で $f(t)$ が含む全エネルギーに等価であると考えられる。Meriac-1-F-100 の OUTPUT テープは h_i そのものを与えるから、これから E-Value を OUTPUT する DIGITAL 演算機構をつくる事は容易である。E-Value から直ちに重要な量 (註12) がとりだされる。

さて Meriac-1-F の利用について興味ある一つの使用方法が考えられる。それはいわゆる IDP 方式 (総合データ処理方式) と呼ばれるものである。(註13) すなわち容易に判るように Meriac-1-F-100 の OUTPUT は自動電信機穿孔テープで与えられるから、此のテープの内容を即座に電信回線にのせて距離に関係なく他の地点に至短時間内に伝達することが可能である。換言すれば、INPUT データ、 $X=f(t)$ の情報は既設の伝送路 (Channel) により、其の伝送路に特有の情報伝達形式 (Mode) を媒介として伝送路でつながった任意の点に誤りなく伝達する事ができる。故に多くの伝送路上の点からそれらのうち指定された1個、または特定数の点に同時に情報を集中伝達せしめる事も可能である。Channel 上で情報に混入すると考えられる雑音 (Noise) は予め情報に Error Correcting Code (誤りを訂正する符号) のモードを与えておくことによつて其の影響を完全に排除できる。第9図はこの一例を示す。m個のCluster, C_m には各一個のセンター、 O_j ($j=1 \sim m$) があり、 O_j は相互に Channel でつながっている。又 Cluster C_j の中には n_j 個の Element, e_{jn} ($n=1, 2, \dots$) が含まれ



第9図

ていて e_{jn} はすべて O_j と Channel でつながっている。いま斯様な回路網において総べての Channel の両端を自動電信送受信機で装備し、Element 観測所、 e_{jn} にはすべて1台の Meriac-1-F-100 をおき、センター、 O_j にはすべて1台の Meriac-1-F-200 をおけば容易に所管地域内の観測所から送られる情報データはセンターにおいて総合処理する事ができる。仮定として波の観測網上で此の様な事が行はれるものとすれば、無中継の場合距離には関係なく凡そ 60 秒以内で観測所から予報&解析センターに 20 分間の記録の生の情報データが伝達される。(註14)

伝送路上で情報、 $X=f(t)$ の標本値 X_i は数字 (Digit) から文字 (Character)、たとえばアルファベットまたは仮名文字等に Mode 変換をうけて伝送されるが 1-Character の含む情報量は保存されるから支障はおこらない。

MERIAC-1-F の他の使用法は、たとえば入力装置を他のディジタル計算機の INPUT-UNIT とすることである。すなわち Meriac-1-F-100 の OUTPUT テープを Code Convertor を介してたとえば IBM 機械等に容易にそれが含む情報を投入することが可能である。これによつてそのディジタル計算機の機能は大巾に拡張される。

§ 5. 結 言

ANALOG 型データ処理機械 MERIAC-1-F は未だ開発段階にある一連の情報 (処理) 機械の第一歩の所産にすぎない。しかし乍ら従来容易にはなし得なかつた高速度計算技術、およびデータ処理技術上の一つの難関に

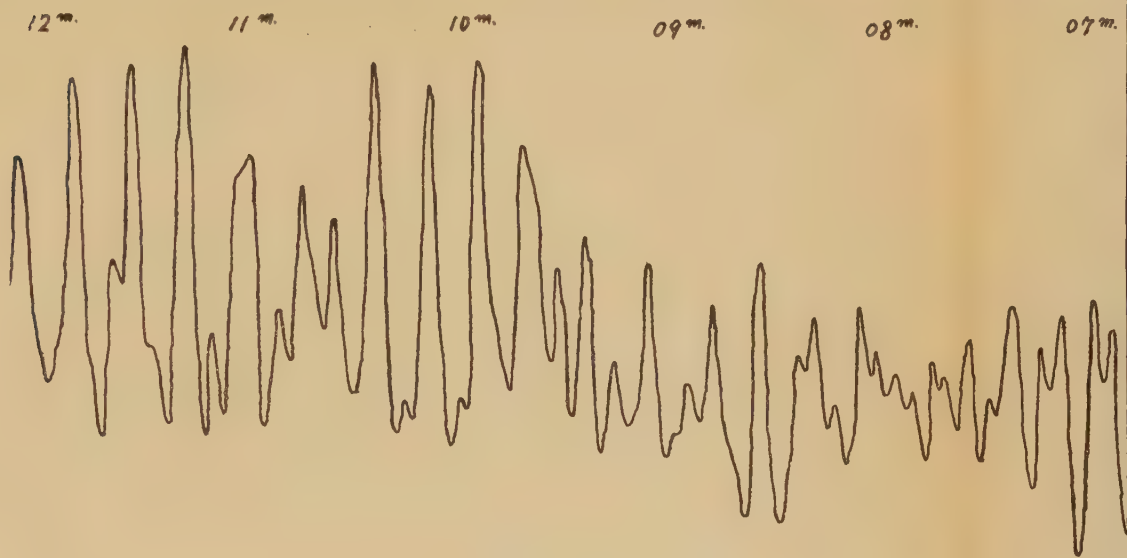
註12

$$\left\{ \begin{array}{ll} (\text{平均波高}) & H_{av} = 1.772\sqrt{E} \\ \left(-\frac{1}{3}\text{有義波高}\right) & H_{1/3} = 2.832\sqrt{E} \\ \left(-\frac{1}{10}\text{有義波高}\right) & H_{1/10} = 3.600\sqrt{E} \end{array} \right.$$

註12' エネルギーに関する斯様な考え方が最近になって近代乱流理論の立場から問題にされている。

註13 Integrated Data Processing方式

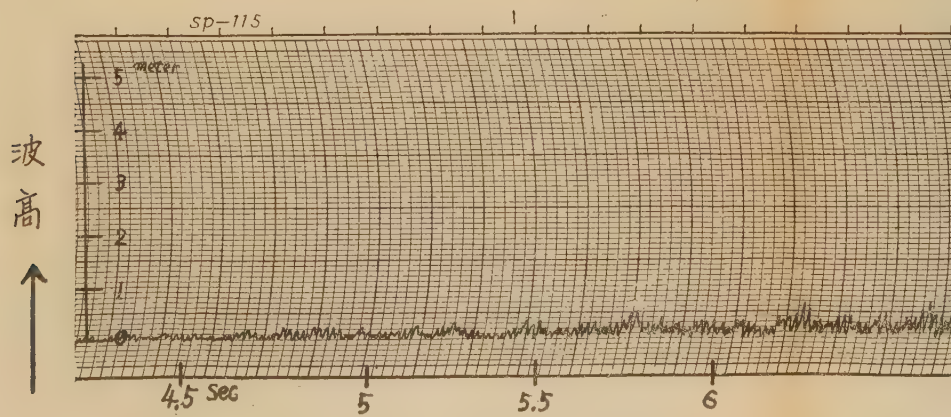
註14 Meriac 1F-100 では 6 単位 2 進数字を使っている。20 分間の波のデータは既述の要領で処理されるから、此のデータの含む情報量は 7,200 ビットである。国内既設の自動電信回線で送受信速度を 120 ビット/秒 とすれば (実際はもつと早い)、60 秒で受信機から全く同一の穿孔テープがえられる。



附図 1 インプットデータの一部：1958 年台風 21 号のときの海
鉾子市名洗海岸より 500 米沖合、水深 10 米の海底で測



附図 2 記憶テープの一部：インプ



附図 3 フーリエ・スペクトラムの一部：計算の解

06 m.

05 m.

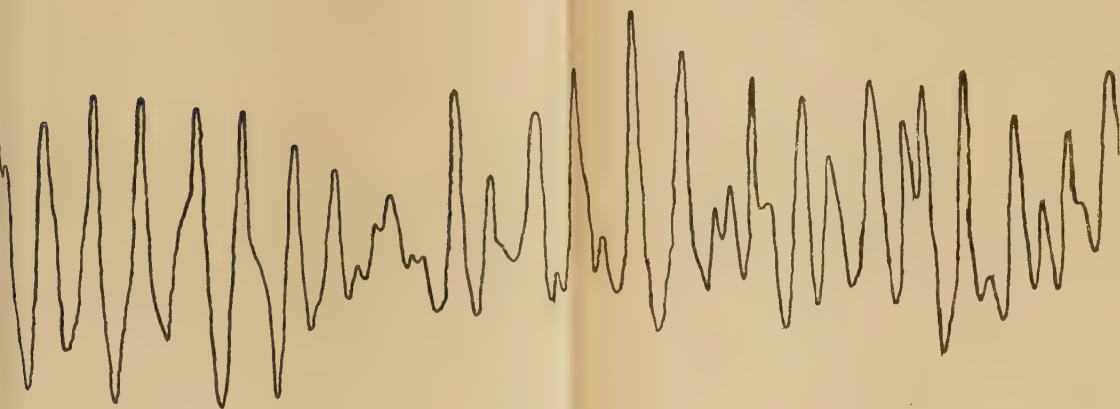
04 m.

03 m.

12^h 02^m.

1958年9月17日

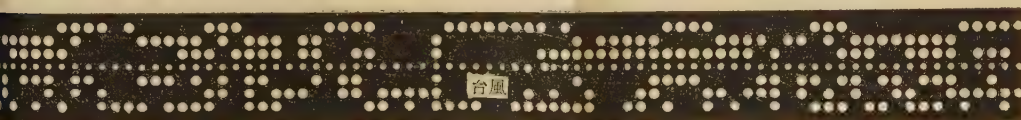
金沢市名洗



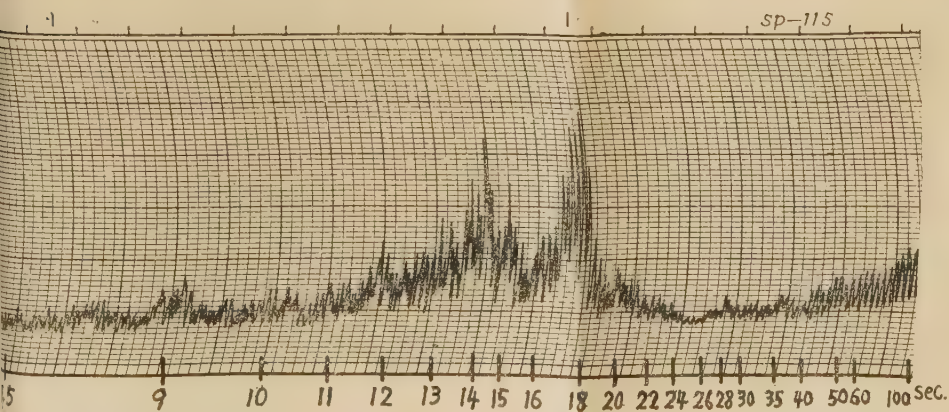
← Time

の浪の記録の一部。

したもの。測器は MR-Mark I 波浪計。 (図の Full Scale は 5 meter water-height.)



ットデータは此のように変換される。



週期 ←

此のようにグラフでとりだされる。精度は1%以内。

対し極めて有力な手段を提供し、新生面を開いたものとして其の意義は大きいものと考えられている。

此の研究は気象研究所研究施設整備費の一部により行はれたものである事を記し、関係者各位に深甚の謝意を表する次第である。又本研究を遂行するに当り有益な助言を賜った気象研究所海洋研究部長、中野猿人博士、同室長阿部友三郎博士、宇野木早苗研究官、ならびに高層気象研究部、室長小平信彦氏、気象庁測器課中村勲技官の方々に厚く御礼を申上げる次第である。MERIAC-1-Fの製作に当つては日本電気株式会社が絶大な協力を寄せられ、これが開発に全面的な支援と技術の粋を結集されて世界に誇るに足る製品を短時日に完成された。かえり見て同社の援助なかりせば到底 MERIAC-1-F は実現に到らなかつたであろう。ここに明記して深謝申上げる次第である。又同社研究部の長森享三博士をはじめ小林亮氏、電子機器工業部の近藤吉治氏、与謝野晃氏、西田道典氏、谷合晃氏、城座与四明氏、山本淳三氏の各技師以下、多くのすぐれた技術陣の方々が熱誠の御努力を傾倒されて之が完成にあたられた。併せて明記し感謝申上げる次第である。

文 献

- Barber, N. F. and F. Ursell, (1948) : The generation and propagation of Ocean waves and swell. 1. Phil. Trans. Royal Soc. of London, No. 824, V. 240, pp. 527—560.
- Chang, S., (1954) : On the filter problem of the power spectrum analyzer. Proc. I. R. E., V. 42, No. 8.
- Chang, S., (1955) : A magnetic tape wave recorder and energyspectrum analyzer. Beach Erosion Board, Technical memor. No. 58.
- Deacon, G. E. R, (1949) : Recent studies of waves and swell. Annals of the New York Academy of Sciences, V. 51, pp. 475—482.
- Klebb, A. A. (1946) : Progress report on shore based wave recorder and ocean wave analyzer. Memorandum for file. Woods Hole Oceanographic Inst.
- Tucker, M. J. (1952) : A photoelectric Correlation meter. Jour. of Sci. Instrm., V. 29, pp. 326.
- The catalogue, and Operation manuals of OSCAR-Model. J and BOSCAR-Model. N, Benson-Lehner Co., U. S. A.
- Neumann, G., (1953) : On ocean wave spectra and a new method of forecasting wind-generated sea. Beach Erosion Board, Tech. Memor. No. 43.
- Pierson, W. J. and W. Marks, (1952) : The power spectrum analysis of ocean wave records. Trans. A. G. U., V. 33, No. 6.
- Pierson, W. J., (1954) : An electronic wave spectrum analyzer. Beach Erosion Board, Tech. Memor. No. 56.
- Rice, S. O., (1945) : Mathematical analysis of Random noise. The Bell System Technical Journal, V. 23, pp. 287—332, (1944); V. 24, pp. 46—156, (1945).
- S. Goldman ; (1953) : Information Theory. Prentice-Hall Inc., New York.
- Korn, G. A. and Korn, T. M., (1956) : Electronic analog computer. McGraw-Hill Book Company, Inc., New York.
- 奥野治雄, (1955) : ファクシミル。
共立出版, 通信工学講座。
- 関 英雄, (1955) : 情報理論。
岩波書店, 現代物理学講座。
- 久保時夫, 磯崎一郎, (1957) : 大洋の波の新しい予報法。
気象協会。

報 文

日本沿岸における高潮の概況*

奥山 熊一**・宇野木 早苗***

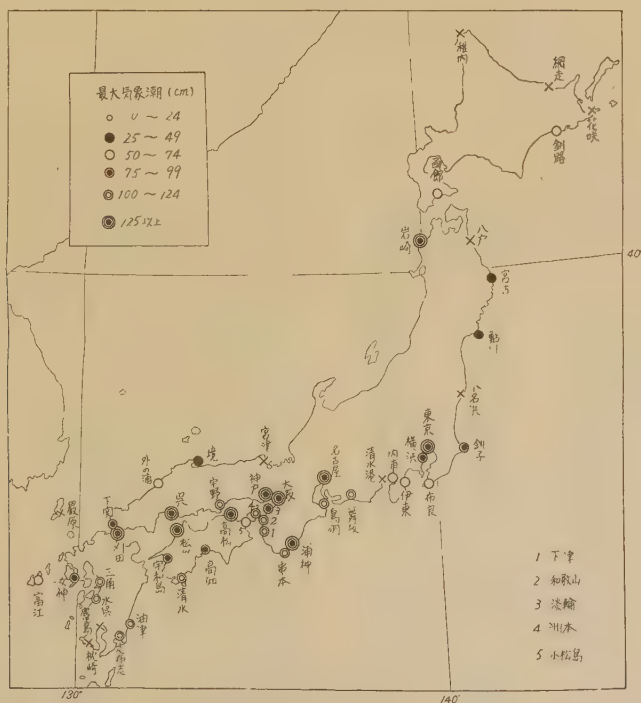
551.515:551.461.2

1. まえがき

わが国の沿岸は古来しばしば暴風津波いわゆる高潮に襲われて、大きな被害を受けて来たが、特に近年は臨海地帯における工業施設の発達にともなう、高潮による被害も増大する傾向にある。しかるに一部の都市には防波施設も次第に完備されつつあるが、その施設に見るべきもの無くして危険にさらされている重要港湾や海岸地帯も少なくない。したがってその被害対策上、高潮の大きさを理解しておく事が大切であると思われる。

これに関してはすでに、和達・広野⁽¹³⁾や宮崎^{(15),(17)}

によってすぐれた総合報告がなされている。しかるに、先ごろ公布された「台風常襲地帯における災害の防除に関する特別措置法」における台風常襲地帯の指定規準に関連して、われわれは日本沿岸における高潮の実態を多少調べる機会を与えられた。調査目的が特殊なもので、かつ時間の余裕も少なかったため、格別新しい結果は得られなかった。しかしながら日ごろ高潮に縁の薄い方に、実際にどの程度の高潮が起っているかを多少とも数量的に理解していただければと思い、諸先輩の研究にわれわれの結果を付け加えて本報告を草した次第である。



第1図 検潮所の位置と1945年以降における最大気象潮の分布(第4表参照)

* K. Okuyama and S. Unoki: General Description of Storm Tides on the Coasts of Japan.

** 気象庁海務課

*** 気象研究所

なお各検潮所の最高潮位、最大気象潮あるいは高潮計算の実験式などを集録したが、取急ぎまとめたため、誤りや集録もれもあるかと思われる故、御気付きの点は著者あてお知らせ願いたい。また気象潮の値が文献によって異なっている例が少なくないが、これは算出方法の差違に基づくものであって、この場合には著者は適当に取捨選択した。

2. 高潮の原因となる気象現象

この報告に出てくる検潮所の位置を第1図に示す。気象庁管理の検潮所の中で、5カ年以上の観測期間を有する39カ所について、期間中の最高潮位の値と起時、およびその原因をまとめると第1表のようになる。各地方で最も大きな高潮をひき起した最高潮位は、大部分が台風に基因していて、ごく一部の地域のみが津波(鮎川・小名浜)、あるいは顕著低気圧(宮古・三角)に基因しているに過ぎない。

一方においてわれわれは、水面の絶対的な高さばかり

でなく、気象潮(広義の意味において)の大きさをも考慮しなければならない。気象潮は気象現象に基因する水位の昇降であって、その大きさは実測潮位から推算潮位(ほとんど天文潮位)を差引いて得られる潮位偏差でもって大体表わされる。今後は高潮の大きさとして、気象潮の大きさを考える事にする。

1945年以降の各検潮所の最大気象潮の値は第4表にまとめてあるが、これもまた大部分が台風によって生じている。わずかに釧路と宮古が低気圧によるのみである。そこで、低気圧では最高どの程度の気象潮が起っているかを、全国の主な地点について調べると次のようになる。資料はやはり1945年以降である。釧路(56cm)、鮎川(33cm)、東京(62cm)、名古屋(75cm)、大阪(64cm)、高松(64cm)、油津(37cm)、女神(45cm)、外の浦(54cm)、岩崎(46cm)であって、最高は名古屋の75cmである。なお、宮崎⁽¹⁷⁾が神戸における高潮の成因を熱帯性低気圧(台風)と温帯性低気圧

第1表 検潮所における最高潮位

検 潮 所		最高潮位 (cm)		観測期間		起 時	原 因
		D.L.	上 平均潮位上	自	至	年 月 日	
釧路八宮鮎小	路戸古川浜	2.49	1.09	1947	1956	1953 9 26	13 号台風
		2.37	1.67	1937	"	1943 10 3	台 風
		2.08	0.99	1938	"	1949 2 14	低気圧
		3.36	1.81	1934	"	1952 11 5	カムチャツカ地震による津波
		2.92	1.52	1951	"	1952 11 5	カムチャツカ地震による津波
熊布東橋伊	子良京浜東	2.27	1.21	1937	1953	1939 10 17	台 風
		2.90	1.61	1931	1956	1954 9 18	14 号台風
		3.39	1.57	1951	"	1953 9 25	13 号台風
		3.08	1.26	1927	1948	1934 9 21	室戸台風
		3.14	1.02	1936	1956	1938 6 30	台 風
内清名鳥浦	浦港名鳥神	3.03	1.40	1937	"	1951 10 15	ルース台風
		2.96	1.56	1951	"	1953 9 25	13 号台風
		4.28	2.30	1949	"	1953 9 25	13 号台風
		4.65	2.45	1926	"	1953 9 25	13 号台風
		3.11	1.54	1939	"	1953 9 25	13 号台風
串下和淡大	本津山輪阪	3.34	1.60	1925	"	1953 9 25	13 号台風
		3.65	1.91	1926	"	1951 10 15	ルース台風
		2.76	1.66	1949	"	1951 10 15	ルース台風
		3.10	1.34	1935	"	1954 9 14	12 号台風
		5.14	2.93	1934	"	1934 9 21	室戸台風
神洲宇下	戸本野関	3.94	2.78	1926	"	1934 9 21	室戸台風
		3.18	1.46	1941	"	1951 10 15	ルース台風
		3.47	1.83	1951	"	1954 9 13	12 号台風
		5.14	2.51	1952	"	1954 9 26	15 号台風
		4.33	1.66	1951	"	1955 9 30	22 号台風
高小松高清	松島山知水	3.67	1.80	1949	"	1954 9 26	15 号台風
		3.32	1.39	1951	"	1951 10 15	ルース台風
		4.75	2.42	1950	"	1954 9 13	12 号台風
		2.83	1.62	1950	"	1953 9 25	13 号台風
		>3.30	—	1931	"	1953 9 25	13 号台風
宇油水三女	島津俣角神	3.88	1.88	1927	"	1954 9 13	12 号台風
		3.02	1.58	1930	"	1953 9 25	13 号台風
		5.29	2.07	1932	1950	1944 9 3	大 潮
		6.86	2.65	1936	1956	1946 10 12	低気圧
		4.37	1.87	1950	"	1948 10 4	—
深外岩	堀浦崎	3.74	1.87	1925	1942	1936 10 2	台 風
		2.06	1.01	1925	1956	1925 9 7	台 風
		2.09	0.78	1932	"	1956 9 11	12 号台風
		2.97	1.26	1947	"	1954 9 26	15 号台風

に分類して調べたが、その結果(第2表)によると明らかに、顕著な高潮は熱帯性低気圧に基因し、温帯性低気圧は比較的小さな高潮を起すに過ぎない事が認められる。

第2表 神戸における高潮の成因別の度数
(1926~1954年)⁽¹⁷⁾

成 因	総 数	最大気象潮(cm)			
		50~64	65~79	80~94	95~
熱帯性低気圧	21	6	7	2	6
温帯性低気圧	10	8	2	0	0

以上の結果から、気象潮が1mを越すような顕著な高潮を考える限り、われわれは台風のみを問題にすれば十分である、といひ得るであろう。

オホーツク海岸については観測期間が短いため触れなかったが、今のところ台風によるよりも強い低気圧とか季節風によって最高潮位が起っている。しかし、平均潮位から測った最高潮位の値が稚内で0.65m、網走で0.87mに過ぎない事から知られるように、いずれも小さなものである。

3. 高潮の起る季節

次に高潮はどの季節に多いかを知るために、代表的な11カ所の検潮所について、各月ごとに50cm以上の気象潮があった回数を調べると第3表のようになる。

第3表 50cm以上の気象潮が起った月別回数

検 潮 所	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	計	期 間
観 測 所	路 川	—	1	—	—	1	—	—	—	1	—	—	3	1952~56
東 名 大 松	京 屋 阪 山	—	1	1	1	—	—	1	2	1	—	—	7	1949~56
串 油	本 津	—	1	3	2	1	2	1	2	3	1	—	16	1950~56
女 神	神 戸	—	—	—	—	—	—	—	4	1	—	—	5	1950~56
外 崎	浦 崎	—	—	—	—	—	—	—	2	1	—	—	3	1950~56
外 崎	浦 崎	—	—	—	—	—	1	1	1	1	—	—	4	1946~56
外 崎	浦 崎	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	2	1950~56
外 崎	浦 崎	1	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	1	1945~56
外 崎	浦 崎	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	1	1951~56

この結果、宮崎⁽¹⁷⁾が神戸について示したのと同じく、一般に太平洋に南面している湾の奥においては、高潮は3, 9, 10月に最も多く、3, 4, 5月がこれに次ぐ。前者は主として台風によるもので、後者は主として低気圧によるものである。しかして冬に最も少ない。ただし同じ太平洋岸でも、外洋に面している所(串本・油津など)では春の低気圧によってはほとんど高潮は起らない。九州西岸においても同様である。また日本海側の外の浦・岩崎の例からもわかるように、冬の季節風の長時間にわたる連吹によってもそれほど大きな水位上昇が起っていない事は注意すべき事であろう。

低気圧による太平洋岸の高潮はほとんど低気圧が日本海に入って急激に発達する場合に限られている。従って時期は第3表で明らかなように3~5月に多く、しかも低気圧の暖域に当る太平洋岸では強い南寄りの風が連吹し、全域にわたって水位の上昇が見られる、と報告がなされている⁽¹⁷⁾。しかしながら、東支那海に発生して本州南岸を北東進した顕著低気圧によって75cm(名古屋)の気象潮が起きた例もあるから、上述の経路と異なる低気圧にも注意を払う必要がある。



第2図 1900年から1953年までの高潮の発生回数(和達・広野⁽¹³⁾による)

4. 高潮の起りやすい地域

和達・広野⁽¹⁴⁾は 1900 年から 1953 年までの間に 60 個の主な高潮を選び出し、第 2 図に示すような高潮の発生回数の分布図を作った。これらの中には純粋な高潮でなく、激浪もしくは高いうねりに基因すると思われるものも含まれている。図によると有明海・瀬戸内海・大阪

湾・東京湾の沿岸において特にひんばんに起っている事がわかる。一方において、各地の最大気象潮を第 4 表にまとめておいたが、これから分布図を作ると第 1 図が得られる。第 1 図と第 2 図を見比べると、当然の事ながら高潮の発生回数が多い所では、気象潮の値そのものも著しく大きい事が認められる。

第 4 表 検潮所における最大気象潮 (1945~1956 年)

検 潮 所	気 象 潮	年 月 日	原 因	検 潮 所	気 象 潮	年 月 日	原 因
釧 路	56	{1954 5 10	低気圧	洲 本	119	1950 9 3	ジェーン台風
函 館	61	{1954 9 27	15 号台風	宇 野	104	1954 9 26	15 号台風
宮 古	46	1954 9 26	15 号台風	呉 島	130	1954 9 26	"
鮎 川	39	1953 9 26	13 号台風	小 高	62	1951 10 15	ルース台風
鉾 子	93	1949 11 24	アレン台風		130	1951 10 15	"
布 良	59	1949 8 31	キテイ台風	松 山	142	1954 9 26	15 号台風
東 京	140	1949 8 31	"	宇 和	99	1954 9 26	"
横 浜	87	1949 8 31	"	清 島	100	1954 9 26	"
伊 豆	52	1949 8 31	"	高 知	91	1951 7 1	ケイト台風
内 浦	58	1953 9 25	13 号台風	油 津	116	1946 7 29	台 風
舞 坂	112	1953 9 25	"	三 角	109	1956 8 17	9 号台風
名 占	146	1950 9 3	ジェーン台風	水 俣	100	1950 9 13	キシア台風
鳥 羽	101	1953 9 26	13 号台風	神 戸	81	1956 8 17	9 号台風
浦 本	135	1953 9 25	"	富 江	70	1956 8 16	"
串 本	113	1950 9 3	ジェーン台風	下 関	84	1951 10 15	ルース台風
下 津	103	1950 9 3	"	外 浦	57	1956 9 10	12 号台風
和 歌	113	1950 9 3	"	境 崎	45	1956 9 11	"
淡 大	94	1954 9 26	15 号台風	岩 崎	133	1954 9 26	15 号台風
神 戸	237	1950 9 3	ジェーン台風				
	167	1950 9 3	"				

第 5 表 最大気象潮が 2 m 以上の高潮 (1900~1955 年)

年 月 日	発 生 域	最大気象潮 (m)	原 因
1914 (大. 3) 8 25	有 明 海	2~2.5	台 風
1917 (大. 6) 10 1	東 京 湾	2.3	台 風
1927 (昭. 2) 9 13	有 明 海	約 3	台 風
1934 (昭. 9) 9 21	大 阪 湾	3.1	室戸台風
1945 (昭. 20) 9 17	鹿 児 島 湾	2 以上	枕崎台風
1950 (昭. 25) 9 3	大 阪 湾	2.4	ジェーン台風

気象潮が 2 m を越すような驚異的なものはさすがに少なく、1900 年から今日までに、第 5 表に示す 6 例が報告されている⁽¹⁷⁾。

気象潮が 2 m 以上であると その 影響は破壊的であるが、そこまで達しなくとも 1 m 以上あればかなり激しい高潮が起る。しかもこの程度の高潮の出現回数はかなり多いのである。もちろん気象潮が 1 m に達しなくとも、潮時や防備条件に応じてかなりの高潮が起っている例も多い。第 6 表は 1945 年以降において、1 m 以上の気象潮が検潮記録によって確認された地点の一覧表である。しかし検潮所の数が少ないので、局地的な高潮で網目から抜けている場合も考えられるが、高潮の起りや

すい所はおおむね押さえてあるので、大体の模様を知るにはさしつかえないであろう。

以上の資料から次のごとくいい得る。ひんばんに高潮が起る地域は東京湾・大阪湾・瀬戸内海・有明海の沿岸であって、その程度も激しく、気象潮が 2 m を越す事すらある。伊勢海や鹿児島湾の沿岸はこれに次いで高潮が多く、1 m 以上の気象潮がかなり起りやすい。駿河湾は同様な地理的条件にあるが、水深が著しく深いため大きい高潮は起らず、むしろ波浪に基因する被害が多い。

もちろん、油津 (最大気象潮 1.2 m)、岩崎 (1.3 m)、土佐清水 (1.0 m) などの例からわかるように、その他の地域でも台風の強さと経路のいかんによっては、1 m

第6表 1945~1958 年の間に顕著な高潮を起した台風と 1 m 以上の気象潮を記録した気象庁管理の検潮所名および台風中心からの距離

年 月 日	台 風 名 (中心気圧, mb)	高 潮 地 域	検 潮 所	最大気象潮 (cm)	台風中心からの距離** (km)
1945 9 17	枕 崎 台 風 (910)	鹿 児 島 湾 瀬 戸 内 海	鹿 児 島 湾 神 戸	>2.0 1.5	0 +150
1946 7 29	台 風 (970)	九 州 東 岸	油 津	1.2	-20
1949 8 31	キ テ イ 台 風 (975)	東 京 湾	東 横 浜	1.4 (0.9)	+70 +40
1950 9 3	ジ エ ー ン 台 風 (960)	大 阪 湾 伊 勢 海	名 古 屋 串 下 和 大 神 洲	1.5 1.1 1.0 1.1 2.4 1.7 1.2	+130 +110 +30 +25 +30 +10 0
1950 9 13~14	キ ジ ア 台 風 (980)	瀬 戸 内 海 西 部 九 州 沿 岸	青 水 浜* 呉	1.3 1.0	+20 -50
1951 10 15	ル ー ス 台 風 (960)	瀬 戸 内 海 大 阪 湾	大 神 戸 高 松 呉 松 山	1.1 1.2 1.2 1.3 1.4	+180 +170 +60 +150 +100
1953 9 25	13 号 台 風 (950)	熊 野 灘 伊 勢 海 道	東 舞 臺 名 古 屋 羽 神 浦	1.0 1.1 1.0 1.0 1.4	+160 +40 -30 +15 -30
1954 8 18	5 号 台 風 (960)	志 布 志 湾	志 布 志*	1.2	+100
1954 9 14	12 号 台 風 (965)	広 島 湾	呉	1.3	+150
1954 9 26	15 号 台 風 (965)	瀬 戸 内 海 大 阪 湾 伊 勢 海	名 古 屋 大 神 戸 呉 松 山 島 崎 高 松 宇 清 岩	1.3 1.5 1.5 1.3 1.2 1.4 1.0 1.0 1.3	+250 +180 +160 0 +100 +30 +60 +100 +130
1955 9 30	22 号 台 風 (975)	瀬 戸 内 海 鹿 児 島 湾	松 鹿 呉 山 島	1.2 1.0 1.0	+170 +170 0
1955 10 20	26 号 台 風 (985)	伊 勢 海	名 古 屋	1.2	+10
1956 8 17	9 号 台 風 (965)	有 明 海	三 角	1.1	+140
1958 7 23	11 号 台 風	東 京 湾	東 京	1.1	+60

* 気象庁管理外, ** 記号+は台風が検潮所の西方を通つた場合, -は東方を通つた場合

以上の気象潮が起り得るが、被害範囲が局部的で、しかも上記の諸湾に比して回数はきわめて少ない。すなわちこの3カ所とも、数年ないし十数年の観測期間中、1 m を越したのはこれらの1回のみである。

なお、1927 年（昭和 2 年）から 1955 年（昭和 30

年）までの間に高潮を起したと見なされる台風の上陸地点別回数を調べると、第7表のようになる。西日本は東日本にくらべて一般に高潮が起りやすいが、これは地理的条件ばかりでなく、高潮を起しやすい経路をとる台風の出現回数が多い事にも基因している。

第 7 表 高潮を起した台風の上陸地点
別回数 (1927~1955 年)

上陸地点	九 州	四国—紀伊	紀伊—関東	上陸しないもの	計
台風回数	21	14	8	5	48

第 8 表 東京・名古屋・大阪・神戸における主要な五つの高潮

最大気象潮 (cm)	年 月 日	Δp (mb)	最 大 風 向速(m/sec)	最大気象潮 (cm)	年 月 日	Δp (mb)	最 大 風 向速(m/sec)
東 京* (1900~1958)				名 古 屋 (1952~1955)			
230	1917 10 1	60	SSE 27.7	125	1954 9 26	18	S 22.2
139	1949 8 31	32	SE 24.9	124	1955 10 20	21	SSE 20.8
130	1911 7 26	39	SSE 22.0	100	1953 9 25	42	NNW 22.6
114	1958 7 23	27	S 22.8	75**	1955 11 21	17	NW 10.1
103	1934 9 21	23	S 21.5	67	1954 8 18	25	S 16.5
大 阪 (1929~1944, 1950~1953)				神 戸 (1925~1954)			
310***	1934 9 21	59	S >40.0	217	1934 9 21	38	ESE 22.8
237	1950 9 3	42	S 28.1	167	1950 9 3	47	W 25.8
104	1951 10 15	35	WSW 23.5	153	1954 9 26	23	SSW 22.6
103	1937 9 11	28	SW 16.0	148	1945 9 18	31	SSW 27.6
100	1944 9 17	26	SW 19.8	115	1951 10 15	35	WSW 19.6

Δp: 気圧降下量, * 異なる検潮所を併用, ** 低気圧による, *** 大阪港外 (西の鼻では 2.4 m)

要があり得る事を御了承願いたい。

橋本⁽¹¹⁾は 1900 年から 1950 年に至る 51 年間の大阪築港における年間最高潮位の資料に基づいて、将来大阪湾奥に期待される高潮の確率潮位を求めた。それによると長期間の間には、次の割合で起る事が期待される。

最高潮位	6 m 以上は約	250 年に 1 回
〃	5 m	〃 143 年 〃
〃	4 m	〃 83 年 〃
〃	3 m	〃 23 年 〃

平均潮位に換算するには 2.21 m を減ずればよい。

しかし実際には気象潮をとり扱うのが、より妥当であろう。そこで宮崎⁽¹⁷⁾は一定限度以上の気象潮が起る確率を計算し第 9 表に示す結論を導いた。

この表は、例えば大阪についていえば、気象潮が 0.5 m 以上のものは 0.7 年に 1 回、1 m 以上は 3 年に 1 回、1.5 m 以上は 12 年に 1 回、また 2 m 以上は 34 年に 1 回がそれぞれ期待される事を教えている。大きな高潮は 4 港の中では (恐らく日本中においても) 大阪が最も回数が多い事になる。名古屋では小さな高潮は大阪

5. 重要港湾における高潮の大きさと回数

前節に述べた高潮の多発生地域に含まれる、東京・名古屋・大阪・神戸における過去の気象潮の主なものをつあて選び出して第 8 表に示す。後の 3 カ所は宮崎⁽¹⁷⁾の資料を中心にして選んだ。東京のは手もとの資料から選び出したので、資料の整理にともなう若干訂正の必

第 9 表 気象潮の再現期間 (年)

地 点	気 象 潮 (m)			
	0.5	1.0	1.5	2.0
大 阪	0.7	3	12	34
神 戸	1.0	5	24	105
名 古 屋	0.6	5	24	200
横 浜	1.4	12	—	—

より多いが、大きい高潮ははるかに少ない。横浜では他の 3 港に比して高潮の起る確率は非常に小さい。

なお第 5 表と第 6 表によれば、2 m 以上の気象潮を起した台風は 56 年間に 6 個、1 m 以上の気象潮を起した台風は 14 年間に 14 個である。したがって大略、台風によってわが国は、平均して毎年 1 回は 1 m 以上の気象潮が、9 年に 1 回は 2 m 以上の気象潮が、国内のどこかに起るといい得るであろう。

6. 高潮を起す台風の経路

東京・名古屋・神戸に大きな高潮を起した、第 8 表記



第3図 東京（東京湾）、名古屋（伊勢海）、神戸（大阪湾）、有明海に顕著な高潮を起した台風の経路（第8表参照）；経路上の白丸は当該港湾に最大気象潮が観測された時刻における台風の中心位置

第10表 神戸における気象潮の大きさと台風経路との関係

台風の経路（神戸からの距離）	高潮回数	平均		台風総数	高潮生起確率
		気象潮 (cm)	中心気圧 (mb)		
I 西方	500 km 以内	72	955	12	0.17
	300 km 以内	93	968	27	0.30
II 近傍	30 km 以内	113	973	8	0.50
III 東方	300 km 以内	—	—	22	0.00

載の台風の経路を第3図 a, b, c に示す。第3図 d には有明海に大きな高潮をもたらした五つの台風の経路がのせてある。東京湾・伊勢海・大阪湾・有明海における記録的な高潮は、ほとんどすべて台風が当該海湾の西方を北上した場合に限られている。これは大いに注意すべき点である。瀬戸内海や鹿児島湾なども同様である。

台風が上記以外の経路を通った場合には、それほど大きい高潮は起っていない。この関係を量的に明らかにするため、宮崎⁽¹⁷⁾が神戸の資料を整理して得た結果を第

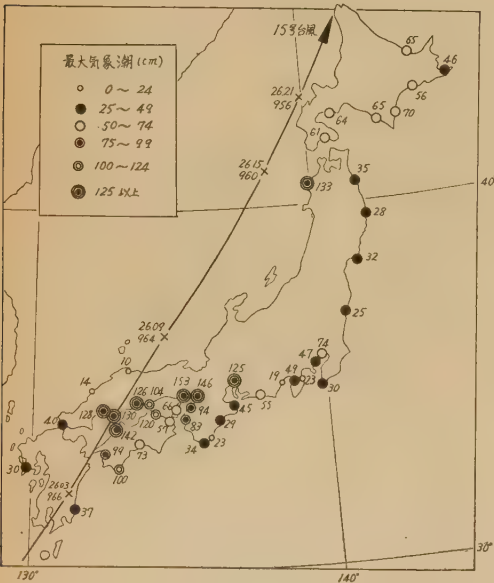
10表に示す。以上の議論が、平均の気象潮の大きさから、高潮の生起確率の上からもめいりように認められる。

7. 高潮の起る範囲

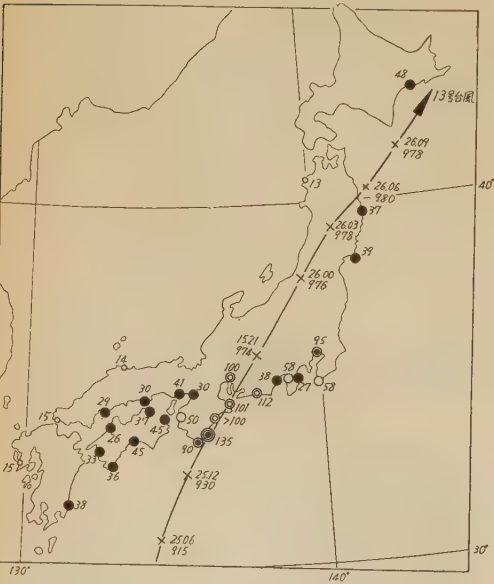
高潮を起した台風について、台風の中心気圧と、高潮地域の広がりとの関係を求めると第11表のようになる。当然台風が強いほど、広範囲まで被害が及んでいる。しかし被害のみからでは、これが純粋の高潮によるものかどうか、また高潮の大きさの度合など、明確に定

第 11 表 台風を中心気圧と高潮の範囲
(台風中心から最も遠い被害地域までの距離)との関係

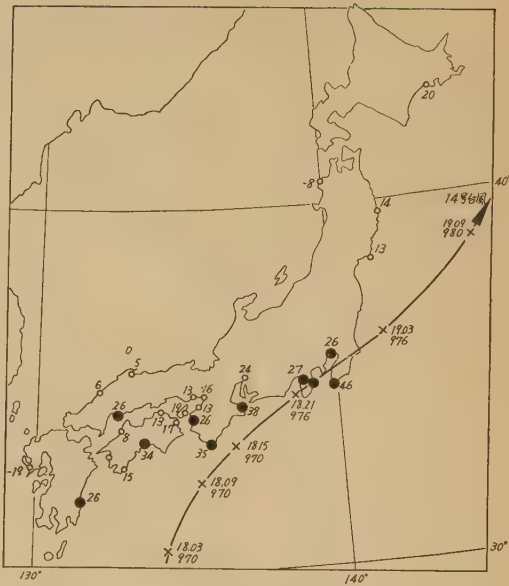
台風中心気圧 (km)	980>	970>	960>	950>	945>
被害地の最遠距離 (km)	100	200	300	400	500



第 4 a 図 第 15 号台風 (1954 年 9 月 26 日) による最大気象潮の分布



第 4 b 図 第 13 号台風 (1953 年 9 月 25 ~26 日) による最大気象潮の分布



第 4 c 図 第 14 号台風 (1954 年 9 月 18 ~19 日) による最大気象潮の分布



第 5 図 枕崎台風 (1945 年 9 月 17 日) による鹿児島県下の高潮侵入区域略図 (枕崎, 阿久根台風調査報告による)

め得なかった。

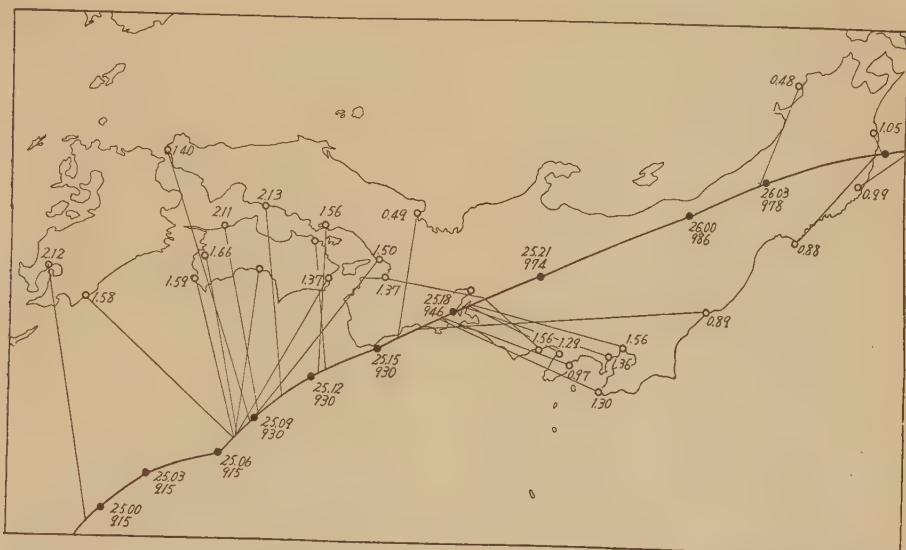
そこで最大気象潮の分布図を各台風に作った。第 4 a, b, c 図は台風が本州の西部, 中部, 東部をそれぞれ北東に進行した典型的な例である。気象潮分布の差違を比較されたい。台風経路の東側の海岸では相当の遠距

離まで大きい気象潮が見られるが、西側の海岸ではかなり近くであっても気象潮は小さい(第4 c 図における東京の気象潮に注意)。今 1 m 以上の気象潮が生じた地域に注目して、台風中心からその点までの距離を求めた。結果は第6表の最後の欄に示してある。この結果次のようにいって良いであろう。

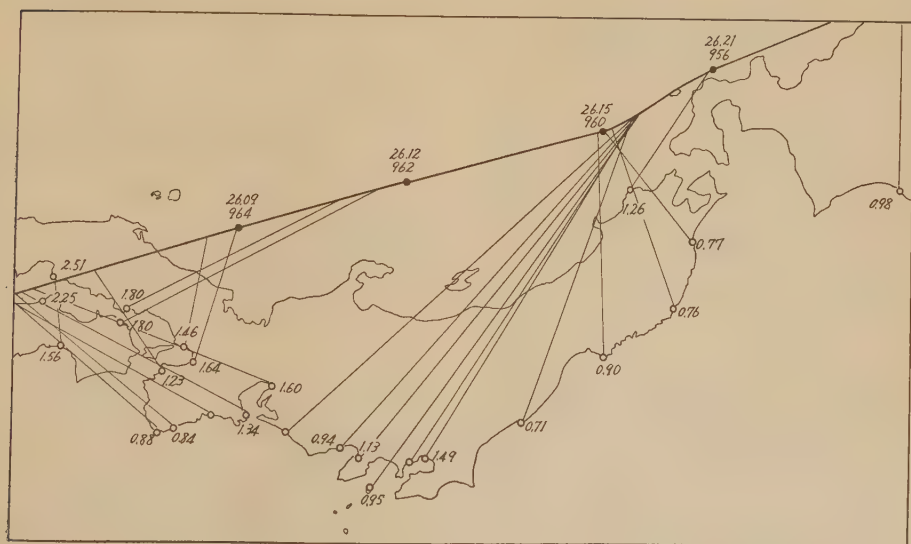
気象潮が 1 m を越すような大きい高潮は、ほとんどすべての場合に、台風中心の進行方向の右側では 200 km

以内に、台風中心の左側では 50 km 以内においてしか起り得ない。もちろんこの範囲内であっても、気象潮が 1 m に達しない地域も多いわけである。すなわち高潮の起りやすい地域として4節にあげた諸湾では台風がある程度速くても油断ができないが、その他の地域では、第6表の油津・浦神などの例からわかるように、台風がよほど接近しない限り大きい高潮は起らない。

なお一般に、湾の奥に行くに従って気象潮が大きくて



第6 a 図 第 13 号台風 (1953 年 9 月 25~26 日) による最高潮位の値と起時 (検潮所の傍の数字は平均水面より測った最高潮位, m 単位; 直線はその時の台風中心位置と結んだもの)



第6 b 図 第 15 号台風 (1954 年 9 月 26 日) による最高潮位の値と起時

被害も大きいのであるが、著しい高潮の場合には湾奥のみならず湾の沿岸全体にわたって高潮が見られる。その 1 例を第 5 図に示す。波浪の場合には、岬の表と裏とでは波高が全く違うというように局地性が強いが、高潮はその性質上このような事は少ない。

8. 高潮の起時

台風がどの付近に位置している時高潮が起るかという事は、台風の経路、その時の港湾の潮時、および考えている地点の地理的条件によって一概には定まらない。例えば第 6 a 図では台風が最も接近したところより多少前に水位が最高に達している場所が多く、第 6 b 図ではこれとは逆に台風が最も接近した後に最高になっている場所が多い。そこで 7 個の顕著な台風について台風の中心位置と最高潮位の起時との関係を統計すると、台風接近前に高潮が起きた地点は全地点の 28 %、台風最接近時の地点は 16 %、台風通過後の地点は 56 %となった。一般に台風の最接近時と満潮時が一致すれば、最高潮位はこの時に出るわけであるが、両時刻が一致する確率は他の場合に比して当然小さい。両時刻が一致しなければ、最高潮位はその前後の満潮時に出やすいが、後の満潮時の方が最高潮位になる可能性が多い。

以上は最高潮位の起時であるが、次に最大気象潮の起時を考える。東京・名古屋・神戸について、記録的な高潮の時の、最大気象潮出現時における台風中心位置は第 3 図に示されている。その時の風速最大になった時刻から気象潮最大の時刻までの時間差を求めると、東京ではいつも後者が遅れ、5 回の平均で 50 分の時間差がある。この結果は、小倉⁽⁶⁾が南寄りの風で異常水位上昇が起った 24 個の場合に得た平均値 0.9 時間に一致している。神戸では、室戸台風では 30 分、ジェーン台風では 95 分遅れて最大気象潮が出現しているが、15号台風では逆に 20 分ほど気象潮の方が早く起っている。名古屋においては、両港とは逆に、一般に最大気象潮が風速最大と同じところかもしくは早期に起きている。ただし、最大気象潮の起時は余りめいりょうでなく ± 10 分程度の誤差は普通である。

以上をまとめると次のようにいえる。東京湾・大阪湾・伊勢海などでは、記録的な気象潮はほとんどすべて台風が最も接近した時刻より多少遅れて起っている。ただし風速最大の時刻からいえば、東京湾と大阪湾では最大気象潮の時刻はこれより数十分遅れるのが普通であるが、伊勢海ではむしろ逆になっている。なおこのように大きい気象潮の場合には気圧降下の影響より風速の影響

が大きいから、気圧最低時との関係については触れない事にする。

9. 高潮計算の実験式

高潮に関する動力学的理論はいくつか提出されているが、理論的にもまた計算技術の点でも未解決な点が多く、実際に現場の高潮予報に使用できるほどには完成されていない。現在、電子計算機を活用してこの方面の研究が開拓されている現状である。本節では現場で手軽に利用しやすい実験式を、でき得る限り集めてみた。これらの中には、係数を定めるのに、多くの資料を精密に吟味して求めたものもあるし、わずか 1, 2 例で定めたものもあり、その精度も一様でない。また追算のため単にオーダーを求めるに使用したという例も集録した。使用に当っては元の文献に当られる事を希望する。

一般に実験式として、

$$H = H_p + H_w = a \Delta p + b W^2 \cos \theta$$

の形が利用されている。 a は気圧係数で静力学的には、mb 単位の Δp に対して、1.0 である。なお $W^2 \cos \theta$ の代りに $(W \cos \theta)^2$ が用いられる事もある。記号は次の通りである。

H : 気象潮, cm

H_p : 気圧変化による気象潮, cm

H_w : 風による気象潮, cm

W : 風速, m/sec

Δp : 気圧変化量, mb (ただし mm の場合は断わる)

θ : 海岸に直角方向 (または湾の主軸方向) と風向のなす角

(1) 花咲

$$H = \Delta p + 0.0627 W_c^2, \text{ 杉浦}^{(16)}$$

Δp : 1013.2 mb からの偏差, W_c : W の SSW 成分, 資料 15 号台風

(2) 釧路

$$H = \Delta p + 0.1345 W^2, \text{ 杉浦}^{(16)}$$

Δp , 資料: 同上, 風向: SW

(3) 函館

$$H = \Delta p + 0.0729 W^2, \text{ 杉浦}^{(16)}$$

Δp , 資料: 同上, 風向: S

(4) 東京

$$a. H_w = 0.22 W^2 \cos \theta, \text{ 宮部}^{(6)}$$

θ : 東京湾の主軸方向と風のなす角, 資料: 4 個の台風

$$\left. \begin{aligned} b. H &= D' + 1.32 \Delta p + 0.16 W^2, \\ H &= D' + 1.32 \Delta p - 0.18 W^2, \end{aligned} \right\} \text{小倉}^{(6)}$$

Δp : 累年日平均気圧からの偏差 mm, 風向:
上の式は南寄りの風, 下の式は北寄りの風,
 D' : 日平均潮位の変化量, 通常数 cm 程度,
資料: 1932, 1933, 1934 年の 42 の低気圧
及び台風

$$\left. \begin{aligned} c. H &= D' + 0.23 W^2, \\ H &= D' - 0.10 W^2, \end{aligned} \right\} \text{小倉}^{(6)}$$

$a=0$ と考えた式, 風向: 上の式は南寄りの風, 下の式は北寄りの風; D' , 資料は同上

(5) 横浜

$$a. H_w = 0.12 W^2, \text{宮部}^{(5)}$$

風向: SW, 資料: 室戸台風

$$\left. \begin{aligned} b. H &= \Delta p + 0.0707 W^2, \text{風向 E,} \\ &= \Delta p + 0.0354 W^2, \text{風向 ESE} \\ &= \Delta p + 0.0278 W^2, \text{風向 SE,} \\ &= \Delta p + 0.0531 W^2, \text{風向 SSE} \\ &= \Delta p + 0.0550 W^2, \text{風向 S,} \\ &= \Delta p + 0.0337 W^2, \text{風向 SSW,} \\ &= \Delta p + 0.0520 W^2, \text{風向 SW,} \\ &= \Delta p + 0.0350 W^2, \text{風向 WSW} \end{aligned} \right\} \text{関}^{(14)}$$

Δp : 前日の平均気圧と当日の気圧との差,
資料: 1928~1935

$$c. H = \Delta p + 0.08338 W^2 \cos \theta, \text{宮崎}^{(15)}$$

Δp : 月平均気圧からの偏差, θ : 風向と S とのなす角, 資料: 1933~1942 の 7 個の台風と低気圧

(6) 横須賀

$$H_w = 0.07 W^2, \text{宮部}^{(5)}$$

風向: SW, 資料: 室戸台風

(7) 名古屋

$$H = 1.6743 \Delta p + 0.16534 W^2 \cos \theta, \text{宮崎}^{(15)}$$

Δp : 月平均気圧からの偏差, θ : 風向と SSE のなす角, 資料: 1952~1955 の 11 個の台風・低気圧, 確率誤差: 16.0 cm

(8) 大阪

$$a. H = 0.09918 \Delta p + 0.03436 W_c + 0.005976 W_c^2, \text{中村}^{(3)}$$

H : ft, Δp : 月平均気圧からの偏差, mm;
 W_c : 風の SW 分速度, m/sec

$$b. H = 1.36 \Delta p \pm 0.48 (W \cos \theta)^2, \text{中野}^{(1)}$$

Δp : 760 mb からの毎時の偏差, mm, θ :

SW—NE 線からの偏角, $+: |\theta| < \frac{\pi}{2}$, $-:$

$|\theta| > \frac{\pi}{2}$, 資料: 室戸台風

$$c. H = a \Delta p + b W^2, \text{広野・坂田}^{(7)}$$

Δp : 基準気圧 (760 mm 前後) からの偏差,
 a : 場合によって異なる. 風の影響が無い時
理論値と一致する, b : 0.20~0.23 (Colding
の式では 0.17)

$$d. H = 2.16 \Delta p + 0.1395 W^2 \cos \theta_1 + 0.1145 W^2 \times \cos \theta_2, \text{宮崎 (未印刷)}$$

Δp : 月平均気圧からの偏差, θ_1 : 風向と SE とのなす角, θ_2 : 風向と SW とのなす角

(9) 神戸

$$H = 2.3302 \Delta p + 0.09539 W^2 \cos \theta_1 + 0.02395 \times W^2 \cos \theta_2, \text{宮崎}^{(15)}$$

Δp : 月平均気圧からの偏差, θ_1 : 風向と SSW とのなす角, θ_2 : 風向と WSW とのなす角, 資料: 1925~1954 の 31 個の台風・低気圧, 確率誤差: 11.7 cm

(10) 宇野

$$H_w = 0.051 W^2, \text{文獻}^{(10)}$$

風向: ESE~SE, 資料: キジア台風

(11) 浦戸

$$H = \Delta p + 0.55 (W \cos \theta)^2, \text{西村・高山}^{(4)}$$

θ : 風向と SE とのなす角, 資料: 室戸台風

(12) 下関

$$\left. \begin{aligned} H &= 0.81 \Delta p + 0.02 W^2, \\ H &= 0.94 \Delta p, \end{aligned} \right\} \text{文獻}^{(12)}$$

Δp : 1014 mb からの偏差, 資料: ルース台風, 下の式は $b=0$ と置いた場合

(13) 刈田

$$H = \Delta p + 0.122 W^2, \text{佐々木}^{(9)}$$

風向: NNW, 資料: 枕崎台風

(14) 油津

$$\left. \begin{aligned} H &= 1.54 \Delta p + 0.04 W^2, \\ H &= 1.81 \Delta p, \end{aligned} \right\} \text{文獻}^{(12)}$$

Δp , 資料: (12) に同じ

(15) 鹿児島

$$H_w = 0.051 W^2, \text{文獻}^{(15)}$$

(16) 出水

$$\left. \begin{aligned} H &= 0.91 \Delta p + 0.13 W^2, \\ H &= 1.16 \Delta p, \end{aligned} \right\} \text{文獻}^{(12)}$$

Δp , 資料: (12) に同じ

- (17) 水俣
 $H = 4p + 0.013 W^2$, 佐々木⁽⁹⁾
 風向: W , 資料: 枕崎台風
- (18) 三角
 a. $H = 1.24 4p + 0.58 W^2$, 淵本⁽⁸⁾
 $4p$: 累年平均値よりの偏差, mm; 風向: NW, W, SW; 資料: 1932~1934 の 12 例
 b. $H = 0.60 4p + 0.04 W^2$,
 $H = 0.67 4p$, } 文献⁽¹²⁾
 $4p$, 資料: (12) に同じ
- (19) 有明海
 a. 緑川河口, $H = 4p + 0.034 (W \cos \theta)^2$, 藤原⁽²⁾
 b. 白川河口, $H = 4p + 0.051 (W \cos \theta)^2$, 藤原⁽²⁾
 資料: 1927 年の台風
- (20) 長崎
 $H = 0.59 4p + 0.003 W^2$,
 $H = 0.62 4p$, } 文献⁽¹²⁾
 $4p$, 資料: (12) に同じ
- (21) 福岡
 $H = 0.67 4p + 0.02 W^2$,
 $H = 1.17 4p$, } 文献⁽¹²⁾
 $4p$, 資料: (12) に同じ
- (22) 厳原
 $H = 0.32 4p + 0.13 W^2$,
 $H = 1.30 4p$, } 文献⁽¹²⁾
 $4p$, 資料: (12) に同じ
- 終りに臨み、本調査に際して種々御配慮をいただいた寺田海洋気象部長と中野海洋研究部長、並びに資料のしゅう集と整理に御助力を願った田口潮汐係長と上野・黒沼・宇留野の各技官に心から感謝の意をささげる次第である。
- 参 考 文 献
- (1) 中野猿人 (1934): 昭和 9 年 9 月の台風に係る大阪の潮位異常に就いて. 科学 (岩波), 4, 461~463.
- (2) 藤原咲平 (1935): 昭和 2 年 9 月 9 日より 15 日に至る台風及び熊本県下における高潮. 室戸台風調査報告, 中央気象台彙報, 9, 593~606.
- (3) 中村左衛門太郎 (1935): 大阪湾の風津波に就いて. 気象集誌, 2nd Ser., 13, 222~224.
- (4) 西村源六郎・高山威雄 (1935): 昭和 9 年 9 月 21 日の台風に伴う近畿, 四国地方の風津波に就て. 地震研究所彙報別冊, No. 2, 71~174.
- (5) 宮部直巳 (1935): 昭和 9 年 9 月 21 日東京市深川方面の浸水に関する調査. 地震研究所彙報別冊, No. 2, 195~217.
- (6) 小倉伸吉 (1935): 東京築地に於ける潮汐及び海面の異常昇降. 水路要報, 14, 247~262 (その 1), 293~310 (その 2).
- (7) 広野卓蔵・坂田勝茂 (1937): 大阪湾の異常潮位について (第 1 報). 気象集誌, 2nd Ser., 15, 347~353.
- (8) 淵本金哉 (1939): 三角港 (有明海湾) の潮位に及ぼす気象の影響に就いて (概報). 天気と気候, 6, 218~224.
- (9) 佐々木芳治 (1949): 異常潮位. 枕崎台風調査報告, 中央気象台彙報, 33, 61~70.
- (10) キジア台風報告 (1951): 中央気象台彙報, 35, 295~511 (p. 412 参照).
- (11) 橋本義愛 (1951): 大阪湾の確率潮位. ジェーン台風報告, 中央気象台彙報, 36, 221~226.
- (12) ルース台風報告 (1953): 中央気象台彙報, 37, 279~470 (p. 374 参照).
- (13) K. Wadati and T. Hirono (1954): Storm Tides caused by Typhoons. Proc. UNESCO Symp. Typhoons, 1954, 31~48.
- (14) 関重雄 (1955): 昭和 28 年台風第 13 号報告 (関東・東北地方の高潮の全般状況). 中央気象台彙報, 39, No. 2, 1~181 (p. 94~101 参照).
- (15) 宮崎正衛 (1956): 近年日本沿岸に來襲した高潮について. 第 3 回海岸工学講演会講演集, 1~8.
- (16) 杉浦次郎 (1956): 台風第 15 号による北海道沿岸の気象潮について. 昭和 29 年台風第 15 号報告, 気象庁彙報, 39, No. 3, 196~200.
- (17) M. Miyazaki (1957): On Storm Surges which Recently Struck the Japanese Coast. Oceanogr. Mag., 9, 209~225.

(1958 年 12 月 23 日原稿受理)

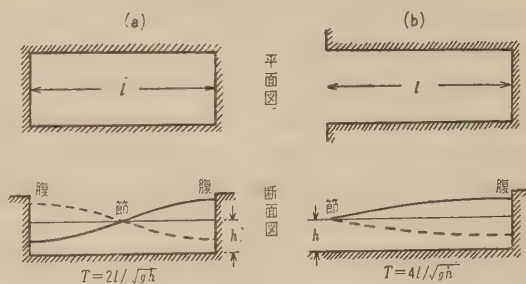
港湾のセイシュと長周期波について

気象研究所海洋研究部 理学博士 宇野 木 早 苗

1. 緒 言

セイシュ (seiche) は湖や湾の水が桶の中の水と同じように振動する現象であって、図-1 (a) の湖では両端を腹とし周期が $T_n = 2l/n\sqrt{gh}$ の振動が起り、図-1 (b) の一端が用いた湾の場合には、湾奥が腹、湾口が節、周期 $T_n = 4l/(2n-1)\sqrt{gh}$ の振動が見られる。ここで l は湾または湖の長さ、 h は水深、 g は重力加速度、 $n=1, 2, 3, \dots$ である。これらは縦振動であるが、そのほかに横振動も当然起りうる。また日本では湾の振動を特に潮汐の副振動 (secondary undulation of tides) といって、湖の場合と区別しているが、現象の本質は同じであり、かつ外国にもこのような使い方はあまり見受けられないので、最近はセイシュに統一される傾向にある。なお港湾で見られる、波浪と潮流の中間領域の長周期の水位昇降の中には、セイシュのような定常振動のほかに、直接外海から進入する進行波もふくまれていることは注意されねばならない。

図-1 湖と湾におけるセイシュの基本振動



セイシュが学問の対象となったのは、スイスのジュネーブ湖についての Forel (1869) の研究が最初であるが、その後観測と理論の両面から数多く調べられ、わが国の海洋学者によっても誇るべき貴重な貢献がなされている。また湾水の振動は港湾の施設や作業に直接関係するので、港湾技術者にとっても無視できず、その立場からの研究もすくなくない。しかしながらセイシュ研究のほとんど大部分は、振動のモードと周期の決定に限られ、発生原因や発達減衰の機構についての研究は非常に少ない。さらに、実際に港湾に見られるセイシュの周期については、われわれはある程度知識を持っているが、実用上最も重要な波高についての知識はきわめて貧弱である。そこで海岸工学に関係ある方々に多少とも参考になればと思い、日本沿岸のセイシュの実態と、セイシュ発生の問題点を明らかにするのを眼目として本報告を草した。また専門外ではあるが、諸報告を参照して港湾におよぼすセイシュの影響にもふれた。しかし浅学な著者のことゆえ、大きな見落としや誤りもあるかと思われるのでお気づきの点について御教示、御批判をお願いしたい。

2. 日本におけるセイシュ研究の概観

セイシュは、長崎地方ではアビキ、下田地方ではヨタと呼ばれているように、古くから民間に知られていた現象であるが、それ自体を目的として調べられたのは 1891 年の芦の湖の観測が最初ではないと思われる。特に 1896 年の三陸大津波の経験と、セイシュは港湾の水が液体振子として振動したものであるという大森¹⁾の研究などが機縁となって、各港湾のセイシュを明らかにしておくことが要望され、震災予防調査会は 1903~1906 年の間にわが国沿岸のおもなる港湾数 10 カ所で観測を実施した。これにもとずいた本多・寺田等²⁾の研究によって、セイシュの正体もかなり明らかになり、また複雑な湾の周期の計算法や湾口補正の公式も導かれた。これに続いて、理論、観測、実験の方面から多数の人が研究を重ねてきたが、その主力は振動系のモードと周期を求めることにあった。中でも精力的におびただしい論文をものした日高³⁾の数理的研究、特に棚セイシュ、海峡セイシュ、海堆セイシュの可能性を論じた論文、任意形状の湖海に適用できる壺井⁴⁾の解法、セイシュのスペクトル構造に手をつけた市栄⁵⁾の研究などは注目される。さらに台風による暴風津波の際に見られるいちじるしく周期の長い振動も注意されねばならない⁶⁾。

しかるに波高に関する研究はきわめてまれて、湾口が完全に節にならないために外海とエネルギーの受授が行われ波高が増減するという中野⁷⁾の研究と、でたらめに外力を受ける振動系の理論を用いてセイシュの減衰を論じた高橋 (浩)⁸⁾の研究が見出される。これらは波形の規則性と湾の形状との関係も論じてあり、注目すべき論文と思われる。そのほか検潮記録から波高と風速の関係式を導いた市栄⁵⁾の論文も興味ぶかい。最近高橋 (竜)⁹⁾

は宮城県江ノ島の津波計の記録からスペクトルを作り、その構造について、通常は1分～1時間の周期帯にエネルギーがほぼ一様に分布している、しかし台風や前線の場合には小さい方にエネルギーが大きいと述べている。

セイシュを起す原因として、a) 津波、b) 風および storm、c) 雷雨、d) storm や前線にともなう長周期波、e) 波浪に基因する長周期波、f) 海潮流、その他いろいろなのが考えられる。三陸大津波以後¹⁾ 検潮記録にもとづいて多くの人が津波を調べてきたが、この津波記録は実はセイシュの記録であって、外洋から進入する津波そのものではない。従って両者の結びつきを明らかにするのは津波研究で大切なことであるが、あまりよく調べられていないので、外洋の津波の性状はわからない点が多い。台風や強い低気圧によって港湾で暴風津波が生じたとき、特に水位が最大に達した後に、セイシュが発達することはしばしば経験される。暴風津波の説明に関連して、それに重なっているセイシュも、現象的には大森¹⁰⁾、中村¹¹⁾以後、理論的には室戸台風以後¹²⁾、くわしく調べられてきたが、セイシュの波高を量的に説明することはまだ困難である。外海に面した海岸で低気圧が通過するときどのような棚セイシュが見られるかという計算も行われた¹³⁾。岡田・藤原等¹⁴⁾は雷雨の際の気圧変化、局部的降水、風の衝撃圧によってセイシュが起ることを示した。

しかし風や波が特に荒くないのに、セイシュが大きいことは日常よく見かけることである。これは長周期波が外から進入したためと考えられ、その原因として d)、e) などがあげられるが、詳細は 4. で議論することにする。海潮流によってセイシュが起る可能性は長岡¹⁵⁾によって指摘され、実例は本多・寺田等²⁾によって鳴戸の近くの小湾で見出された。これについて中野¹⁶⁾は湾の前を流れる強い潮流内に Kármán のうずができ、うずと湾水が結合してセイシュが発達すると考え実験的に確かめた。水理模型実験はセイシュ研究の有力な武器であるので、本多・寺田等²⁾以後若干試みられ、最近の前記の中野¹⁶⁾や長崎海洋気象台¹⁷⁾が実施した。水理模型実験に代って今後の発展が期待されるのは、電子工学の simulator を用いての実験である。すなわち流体系と電気回路の振動方程式の相似性から、適当な分布常数を与えれば任意形状の湾の振動も電氣的に再現されるし、複雑な強制力を与えることもそれほど困難でない。石黒¹⁸⁾は長崎港にこれを適用したが、最近は地球自転の偏向力をも取り入れた電気回路を用いて興味ぶかい実験を行っている。

3. 日本沿岸のセイシュ

周期は本多・寺田等²⁾の報告にかなりくわしくまとめてある。しかし各周期の出現頻度と、周期の変動性を理解しておくことは大切である。波高、継続時間、季節変化などは一部を除き¹⁷⁾よく調べられてない。そこで以前に、中野と著者¹⁹⁾は、気象庁の気象要覧と検潮概報の資料を整理してセイシュの実態を報告した。その後の資料を追加し要約したものを、表-1、2 に示す。周期はセイシュ継続期間中の平均周期、波高はその間の最大値である。一部を除き気象庁関係の検潮所に限られているため、観測点が十分でないのはやむを得ない(図-2)。

形状と水深分布が複雑な実際の湾では、いろいろな振動のモードが可能であってセイシュはスペクトルの構造をなし、周期はかなり広範囲に変動することが注意されねばならない。振動系の特徴から港湾を分類すると次の

図-2 検潮所位置(地点番号に対応する地名は表-1 参照)

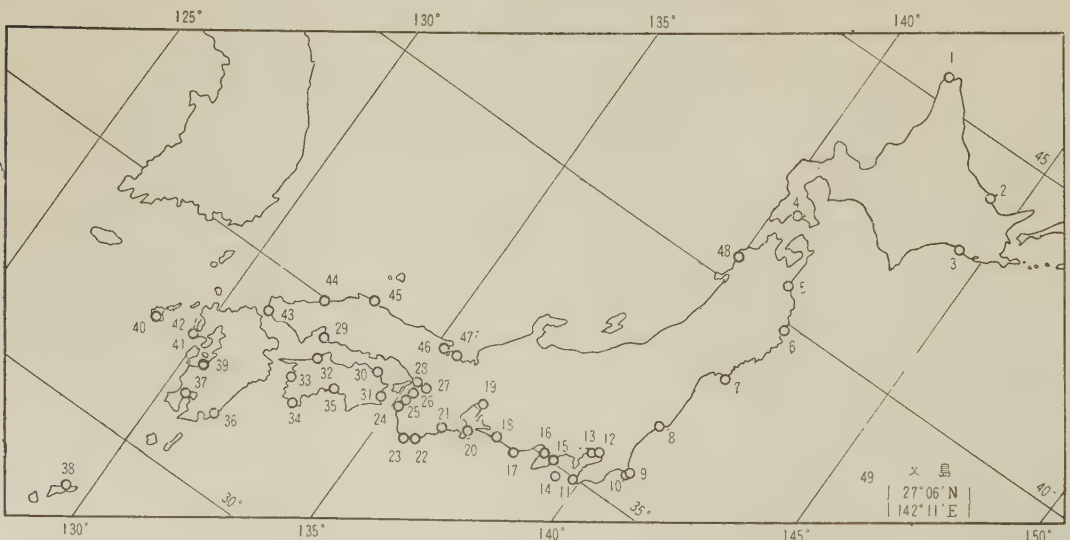


表-1 セイシュの周期, 波高, 継続時間および季節変化 (2)

地点番号	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49
地名	淡輪	大阪	神戸	呉	高松	小松島	松山	宇和島	土佐清水	高知	油津	鹿島	名瀬	水俣	富江	女知	大波止	下関	外瀬	境	宮津	舞鶴	岩崎	父島
期間	49~56	50~56	47~56	52~56	47~56	51~56	50~56	47~56	36~56	49~56	46~56	50~56	57~59	48~52	36~56	36~56	50~51	53~56	36~56	51~56	49~56	1952	46~55	33~44
(min)	1~	1~	29.2	—	28.0	33.0	11.0	9.7	1.2	11.7	2.7	12.7	96.4	20.0	—	12.3	9.4	—	5.7	3.1	—	—	1.1	1.9
周期	11~	3.4	54.7	100.0	37.3	37.0	86.9	20.8	23.9	67.5	73.3	21.5	3.6	80.0	—	11.3	20.9	—	92.5	0.5	6.2	—	47.3	92.8
頻度	21~	8.6	11.3	—	5.6	19.1	1.4	48.3	63.8	17.6	23.1	65.9	—	—	—	10.3	32.8	—	0.1	2.2	1.8	—	48.2	5.4
度	31~	8.0	11.3	—	4.2	33.7	0.3	5.8	0.8	—	0.9	—	—	—	—	69.8	26.0	—	0.2	5.8	0.9	—	3.3	—
(%)	41~	5.3	13.4	—	6.3	6.2	—	7.5	0.1	2.9	0.3	—	—	—	—	5.4	8.9	50.0	—	42.6	47.4	—	—	—
頻度	51~	5.3	29.3	—	12.6	—	—	8.1	—	—	—	—	—	—	—	0.4	1.4	50.0	—	23.9	42.0	—	—	—
度	61~	—	2.6	—	2.8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.4	—	—	13.3	1.8	—	—	—
(%)	71~	—	2.0	—	2.1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.2	0.2	—	0.1	7.4	—	—	—	—
頻度	81~	—	2.8	—	0.7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.9	0.1	—	0.1	1.1	—	—	—	—
(%)	91~	1.1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.0	—	—	—	—	—
頻度	101~	3.1	10.4	—	—	0.6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.0	—	—	—	—	—
(cm)	20~	13	33	—	4	17	175	25	230	13	13	4	—	—	—	—	—	1	273	57	37	—	—	5
波高	30~	1	7	—	—	1	104	8	164	—	41	1	2	—	—	5	122	1	176	16	21	31	2	2
別	40~	1	1	—	—	—	46	—	47	—	21	—	10	—	—	6	103	—	91	2	9	4	4	1
出現	50~	—	—	—	—	—	19	1	12	—	3	—	4	—	—	15	39	—	21	1	—	6	1	—
回数	60~	—	—	—	—	1	4	5	2	—	3	—	—	—	—	24	16	—	10	—	1	—	—	—
総回数	70~	—	—	—	—	—	5	—	2	2	2	—	2	—	—	19	7	—	4	—	—	—	—	—
最大波高	80~	—	—	—	—	—	3	—	—	—	2	—	2	—	—	14	2	—	4	—	—	—	—	—
(cm)	90~	—	—	—	—	—	2	—	1	—	—	—	1	—	—	5	—	—	4	—	—	—	—	—
最大波高	100~	—	—	—	—	—	—	1	3	—	2	—	3	—	—	15	—	—	2	—	—	—	—	—
(day)	0~	58	196	6	137	77	281	86	347	17	140	21	—	—	—	—	—	—	127	8	11	—	—	44
継続時間	0.5~	31	81	—	1	12	62	89	164	13	89	23	—	—	—	44	170	—	98	4	35	—	—	5
時間別	1.0~	7	25	—	1	12	12	35	55	—	35	14	—	—	—	35	38	—	96	8	18	—	—	3
回数	1.5~	9	11	—	—	4	2	27	9	1	25	5	—	—	—	6	24	—	73	17	16	—	—	2
波高	2.0~	1	6	—	—	1	—	12	6	2	11	4	—	—	—	7	6	—	54	15	3	—	—	—
範囲	2.5~	1	5	—	1	3	—	9	5	—	4	4	—	—	—	2	—	—	64	13	7	—	—	—
波高	3.0~	—	4	—	—	—	—	34	7	—	12	4	—	—	—	5	—	—	102	93	13	—	—	—
範囲	10~	2.6	4.6	—	1.3	2.2	4.5	3.5	3.1	0.7	1.3	1.5	0.5	—	—	1.5	2.9	—	2.7	2.8	1.6	—	—	10~
各月における	1	1.6	2.5	—	2.1	1.7	2.0	3.5	4.2	0.4	1.4	1.7	6.5	—	—	1.0	3.6	—	2.3	2.8	1.4	5	1.1	0.3
平均の	2	1.0	1.7	0.3	1.8	2.0	5.4	3.3	3.5	0.1	2.1	1.7	1.5	1.0	0.5	1.4	3.0	—	3.2	2.3	1.0	6	0.9	1.3
発生回数	3	1.2	1.3	—	1.5	1.3	4.6	3.5	2.3	—	1.0	1.2	1.7	0.5	0.5	1.2	2.4	—	3.4	2.5	1.8	3	0.9	0.5
5	5	3.0	3.7	0.3	2.6	2.2	4.6	3.1	1.6	—	0.6	1.0	0.5	—	—	0.8	1.6	—	2.8	2.3	1.4	2	0.4	0.3
7	7	2.4	3.7	1.0	2.9	2.7	6.7	3.8	1.5	0.4	0.3	0.8	0.0	1.0	0.2	1.7	8.0	—	2.0	2.8	0.7	6	0.6	0.3
8	8	1.0	2.9	0.3	0.9	1.9	3.1	2.4	0.2	0.1	0.2	0.0	0.0	0.5	—	0.2	3.0	—	1.1	1.7	0.3	—	0.8	—
9	9	1.4	1.4	0.7	0.4	1.0	1.4	1.9	0.1	0.1	0.4	0.2	0.0	—	—	0.1	0.5	—	0.8	1.8	1.0	—	0.9	—
10	10	2.6	3.7	1.8	1.0	1.3	4.7	3.1	0.4	1.0	0.6	0.7	1.0	—	—	0.2	0.6	—	2.5	2.3	2.3	3	1.1	—
11	11	3.7	3.7	1.6	—	2.2	3.3	3.3	2.0	0.4	0.6	0.8	0.0	—	—	0.2	0.5	—	2.8	2.5	2.0	5	1.3	—
12	12	1.7	3.6	1.8	—	2.2	5.6	3.0	2.7	0.5	1.0	1.8	0.5	—	—	1.0	1.9	—	3.1	2.5	1.8	5	2.0	1.0
年	20.4	35.3	21.0	1.9	17.1	23.1	53.8	37.5	24.4	4.4	10.7	13.2	13.2	3.0	8.5	20.9	145.5	—	29.2	28.6	17.8	47	11.7	5.7

* 名瀬は水路部の資料による, 大波止は文献 (17) による, 舞鶴は水理公式集 (土木学会) による。

表-2 各港湾のセイシュの最大と次大 (観測期間は 表-1 参照)

地名	年	月	日	周期 (min)	波高 (cm)	気象現象	地名	年	月	日	周期 (min)	波高 (cm)	気象現象
雅内	{1956 "}	1	7	39	99	M(Lj, C.F.)	串本	{1952 "}	11	5	12	143	T (Agnes)
網走	{1956 "}	12	22	53	91	M(Ln)	"	2	18	20	125	F	
釧路	{1952 "}	12	22	3	53	M(Ln)	下津	{1953 "}	8	27	18	57	S.F.
函館	{1956 1958}	11	18	6	47	NE 方に L	"	4	3	16	36	C.F.	
八戸	{1952 "}	11	5	46	95	(カムチャッカ地震)	和歌山	{1953 1954}	8	29	25	56	S.F.
宮古	{1948 "}	3	4	42	54	(十勝沖地震)	"	9	7	25	51	T (No. 12)	
鮎川	{1956 1958}	6	13	55	87	Lj(F.)	淡輪	{1953 "}	2	12	7	29	S.F.
小名浜	{1952 "}	3	2	55	56	Lj(F.)	"	7	5	30	29	S.F.	
銚子	{1948 "}	10	5	80	38	Ln(C.F.)	大阪	{1953 1954}	6	6	110	48	T (Judy)
名洗	{1947 "}	10	30	60	37	弱い C.F.	"	11	1	300	32	Lj (C.F.)	
布良	{1947 "}	4	1	47	145	移動性 High	神戸	{1955 1956}	9	27	—	53	T (No. 22)
東京	{1952 1955}	4	2	27	140	Lj	"	9	10	—	52	T (No. 12)	
品川	{1952 1955}	11	5	7	192	(カムチャッカ地震)	呉	{1954 1953}	7	26	15	17	Lj (C.F.)
岡田	{1952 "}	12	26	8	117	Lj	"	3	11	15	11	Lj (C.F.)	
伊東	{1952 "}	11	5	12	155	(カムチャッカ地震)	高松	{1954 1953}	1	2	14	23	Lp, Lj
内浦	{1952 "}	1	3	23	79	Lp	"	5	12	28	20	2本のF	
御前崎	{1952 1950}	3	4	17	75	(十勝沖地震)	小松島	{1952 1956}	11	5	35	63	(カムチャッカ地震)
舞坂	{1952 1950}	10	12	5	64	T (Ruby)	"	9	25	40	35	T (No. 15)	
名古屋	{1955 1956}	12	26	40	38	Lj	松山	{1956 1950}	5	13	14	93	弱い C.F.
鳥羽	{1956 "}	9	27	35	38	T (No. 15)	"	6	20	13	90		
尾鷲	{1944 1943}	12	7	22	283	(熊野灘地震)	宇和島	{1950 1952}	7	18	29	130	T (Grace)
浦神	{1943 "}	10	3	5	169	T	"	6	5	8	55	弱い C.F.	
	{1952 1955}	11	5	70	45	(カムチャッカ地震)	清水	{1952 1941}	11	5	24	121	(カムチャッカ地震)
	{1955 "}	8	3	105	20	C.F. (Lj)	"	11	19	20	119	(日向灘地震)	
	{1937 1938}	10	16	76	12	L	高知	{1953 1950}	9	25	18	29	T (No. 13)
	{1938 "}	1	13	82	9	M	"	1950	9	3	17	27	T (Jane)
	{1953 "}	11	26	4	34	(房総沖地震)	油津	{1952 1954}	11	5	30	120	(カムチャッカ地震)
	{"}	12	24	2	19	弱い S.F.	"	1954	9	9	4	110	T (No. 12)
	{1946 1949}	12	21	13	70	(南海道地震)	鹿児島	{1951 1950}	6	22	19	34	F
	{1949 "}	8	30	6	66	T (Kitty)	"	1950	12	7	8	25	C.F.
	{1946 1952}	12	21	16	204	(南海道地震)	名瀬	{1959 1958}	2	3	15	235	C.F.
	{1952 "}	11	5	9	87	(カムチャッカ地震)	"	1958	2	7	16	120	Lj
	{1952 "}	2	18	15	77	C.F.	富江	{1942 1940}	4	14	28	130	High
	{"}	11	7	26	69	弱い L	"	1940	2	29	33	126	High
	{1953 1940}	9	25	7	52	T (No. 13)	女神	{1955 1943}	3	22	36	125	2本のF
	{1940 "}	8	11	5	35	L	"	1943	1	3	35	118	—
	{1956 "}	9	25	140	77	T (No. 15)	外の浦	{1956 "}	4	19	34	108	L
	{"}	10	30	86	75	Lp, Lj	"	"	4	11	27	104	—
	{1953 1950}	9	25	9	37	T (No. 13)	境	{1956 "}	3	16	50	50	Lj
	{1950 "}	5	13	9	22	C.F. と近い T	"	"	6	6	45	41	Lp
	{1954 1953}	9	17	20	60	T (Lorna)	宮津	{1952 1954}	6	6	50	67	弱い C.F.
	{1953 "}	9	25	4	56	T (No. 13)	"	1954	9	26	45	59	T (No. 15)
	{1953 "}	9	25	13	88	T (No. 13)	岩崎	{1951 "}	1	9	23	61	M
	{"}	11	26	13	51	(房総沖地震)	"	"	2	26	17	56	M

(註) M: 冬の季節風 S.F.: 定常前線 Lp: 日本の太平洋側を通った低気圧
 T: 台風 C.F.: 寒冷前線 Lj: 日本海を通った低気圧
 F: 前線 L: 低気圧 Ln: 日本の北方を通った低気圧

ようになる。a) 狭い周期帯にエネルギーが集中しているもので、頻度分布に1つのピークが現われる。細長い湾に多く、土佐清水、外の浦、長崎などがこの例である(図-3 ㉔)。b) 2つの振動系が特に頻繁に出現するもので、宮古、内浦などがこれに相当する(図-3 ㉕)。以下は複雑な振動系の例である。c) 東京湾、大阪湾、伊勢湾、鹿児島湾などの大湾では、高調波や部分振動をふくめて広い周期帯が現われ、ときとして数時間周期の振動も見られる(図-3 ㉖)。d) 鳥羽、舞坂(浜名湖)などは出入の多い形状をしているため各種の振動が見られる(図-3 ㉗)。e) 口の広く奥の浅い入江にある八戸、小名浜、岩崎などでは、振動系の決定が困難で、節の位置も常に変動していると考えられる(図-3 ㉘)。f) 湾入が少なく棚セイシュや島セイシュの可能性のある水域で、銚子や岡田がこの例である(図-3 ㉙)。場所によっては周期が次第に増加または減少する傾向がある。たとえば東京で周期が 60→65→70→80→105→105→105→75→55→65→85→120 min と変化した例もある。これはスペクトルの成分波間のエネルギーの受授を考える上に興味ぶかく、また進入波の周期が比較的短かくとも、セイシュが起る可能性があることを暗示している。

波高は検潮所の位置(たとえば腹か節か)、および検潮所の構造(特に導水管の大小)によっていちじるしく異なるから、違った場所の波高を比較する場合は十分注意しなければならない。一般的に単純で細長い湾では波高が大きく、1m を越すのもまれではない。これは振動系が明瞭で、共鳴を起しやすく、またエネルギーの逸散が少ないためであろう。宮古、鮎川、清水、女神、外の浦などがこの例である。大きい湾では多量のエネルギーを要するから波高は低い。東京湾では大部分は 10 cm、大阪、伊勢、鹿児島湾の諸湾では大部分は 20 cm 以下である。複雑な湾や口の広い湾、および直接外海に面した所では両者の中間にあり、波形も不規則である。布良では

図-3 周期の頻度分布と水深分布 (周期はセイシュ継続期間中の平均周期)

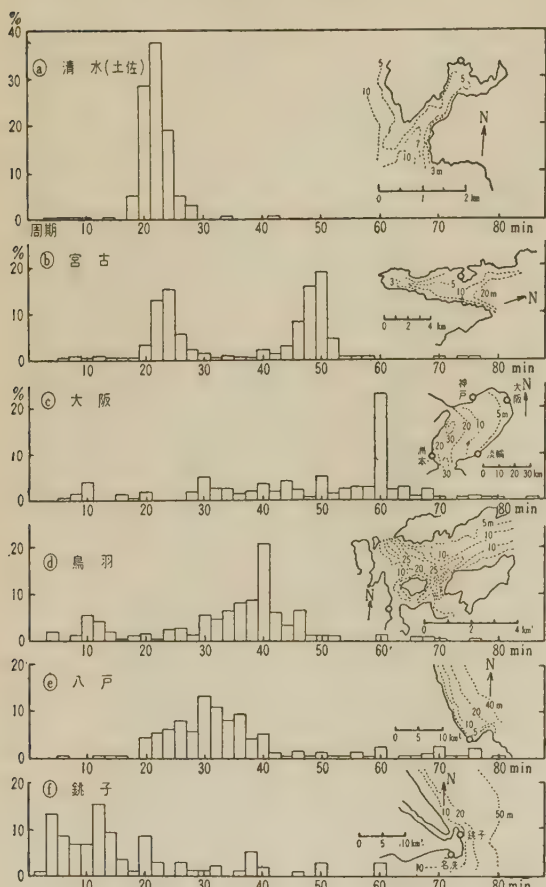
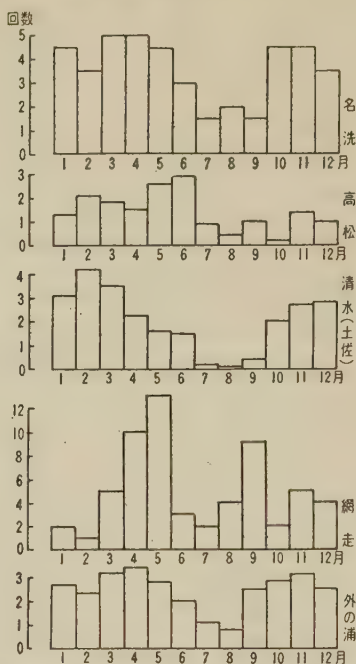


図-4 各月におけるセイシュの平均の発生回数 (表-1 参照)



短周期の波高が大きい、導水管が具合が悪いためである。なお 1953 年の 13 号台風のとき八丈島八重根で、周期が 2 分前後最大波高 3.5 m の波動が記録された (図-5 (b))²⁰⁾。津波や台風の時に大きなセイシュが見られるのは当然であるが (表-2)、一般的には強い風るとき必ずしもセイ

シュは発達してない。すなわち弱い前線で大きいセイシュが見られるのに、強い前線でそれほど顕著なものがない。また前線とか低気圧とか特別の気象現象が見られないのに、大きいセイシュが起っている例がかなりある。

次に季節変化について考えよう (図-4)。本邦東岸では名洗や鮎川で代表されるように、低気圧の通過回数の多い春と秋にセイシュの発生が多い。本邦南岸では東京や土佐清水に見られるように、むしろ季節風の強い冬に多く、天気安定している夏に少ない。本邦西岸の富江、女神も同様である。しかるに内海や大阪湾の諸港湾では 6 月にいちじるしく多い。これは多分梅雨前線の動向と関係しているであろう。冬はそれほど少なく、8 月が最も少ない。オホツク海側は冬は結氷のため少なく、春と秋に多い。日本海側では夏に少ないのは大体共通しているが、多い季節はあまり定まっていない。外の浦では春と秋に多い。セイシュの始めと終りは明瞭でないから表-1 の継続時間はあまり正確ではないが、大体の傾向として規則正しい湾では継続時間が長く、2~3 日継続することもまれではない。定常前線が長期間存在しているときに、継続時間がいちじるしく長く数日に達した例もある。

4. 長周期波の起源

港湾は流体振動系であるから、この固有周期に近い周期をもった長周期波が進入してくれば、進入波の波高は小さくとも共鳴のために大きなセイシュが起りうる。しかも進入波は一般にスペクトルを構成し、かつ港湾もっている若干の固有周期もそれぞれある巾をもっているから、選択作用によって共鳴する機会は多いであろう。進入する長周期波の最も典型的な例は津波であるが、まれにしか起らないのでここでは問題にしないことにする。これから津波以外の長周期波の起源を調べてみよう。

(1) 波高の変動性に基因する長周期波

長周期波が風浪と同じ機構で発生することは、波があまりにも速いので考えにくい。しかるに波浪の非線形性

のために数分周期の波が生じることが Munk²¹⁾ と吉田²²⁾ によって示された。波浪の特性として相次ぐ波高は決して一様でない。Munk²¹⁾ によると砕波帯付近の水位は高い波群が続いてきたときは高まり、低い波群のときは低くなるので、長周期 (1 分～5 分) の水位変動が生ずる。この水位変動が surf beat であって、これは沖に向って進み、大洋を越え、あるいは全反射をくり返して岸に沿って伝わってゆき³⁴⁾、他の港湾にもセイシュを誘起することが期待される。彼は、いそ波帯のすぐ外側における surf beat の波高は、平均砕波高の 10% なることを示した。このような発生機構は洗練された方法で

Tucker²³⁾ によっても確かめられた。一方において吉田²²⁾ は、波浪のスペクトルの一般的構造から海の波には数分周期のうなりがあり、これが非線形であるために数分周期の波動が生ずることを理論的に示した。それゆえ波の荒い外洋においてもまた、長周期波の発生が可能である。Munk と吉田のこの結論はきわめて注目すべきものと思われる。

静岡県御前崎地方では台風のうねりが来襲すると、海岸付近では長周期 (1～4 min) の水位の昇降が目立ってくる^{42), 43)} 一例を図-5 (c) (d) (e) に示す。これは当地方で“やっぴき”といわれているが、台風が遠くにあっても現われ、うねりと大体平行して発達または減衰をする。また台風が猛烈なほど“やっぴき”の波高や周期が大きい。その発生機構に関しては、Munk と同様な考え方も行われているが⁴³⁾、図-5 (e) によると最盛期においては、長周期波の波高はうねりの波高の 50～90% にも達しているの、量的に説明できるかどうか、検討を要する。なお発達した低気圧が日本海側を東進する場合にも、同様な長周期波が見られることがある。

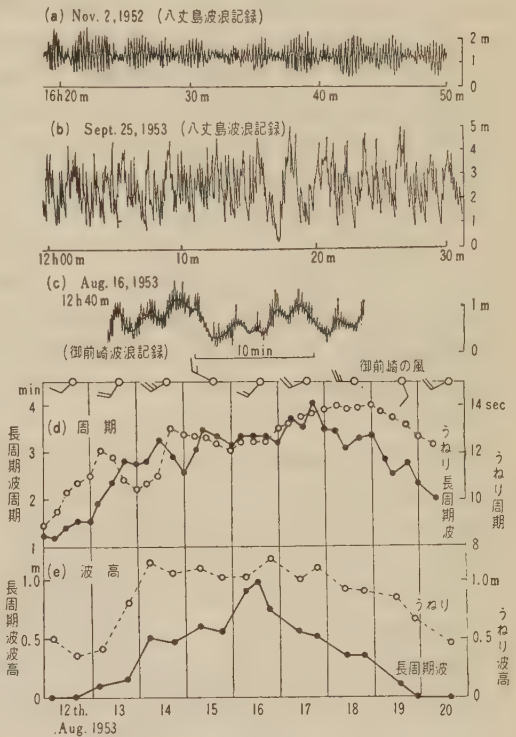
しかるにその付近に風も波も穏かであるのにセイシュが大きいとか、長周期波が進入してきて港湾が被害を受けたという例は相当に多い^{2), 17), 24), 25), 26)}。数分ないし数十分の周期と数 m の波高をもって押寄せ、大きな被害を与える富山湾の寄廻り波も、普通の波浪で生じたものであるという考えもあるが²⁷⁾、まだ説明しにくい点がある。これを明らかにするには、まず何よりも寄廻り波の正確な記象が得られねばならぬ。駿河湾のいわゆる田子の浦津波¹⁾ も同様な事情にある。また城ヶ島や八丈島の波浪計に長周期の波動がしばしば記録されたが、波浪の波高と長周期波の波高とは無関係な場合が少なくなく、かつうねりのうなりが、いちじるしく顕著であっても、surf beat が現われない例も多い (図-5 (a))。これらは、surf beat の発生は地形的に制限を受けるということ、波浪に関係しない他の発生機構をも考えねばならぬことを示している。

(2) 微気圧変化に基因する長周期波

外洋に存在している長周期波をとらえることは、技術的に非常に困難で、現在のところその存在は岸近くで確かめられているにすぎない。Bascom²⁸⁾ は Oregon 州の Depoe 湾で 10～20 分間隔で 40 sec 周期の波が 3～5 コずつ群をなして進んでくるのを観測した。Knapp²⁹⁾ は特殊な反射器をつけた浮きをレーダーで追跡し、その振動状態を調べて距岸 23 km の沖にも長周期波が存在していると述べている。Munk 等¹⁰⁾ は 6.4 km 沖に数分から 30 分程度の周期の波が存在していることを津波計で確かめた。Wilson²⁵⁾ は、セイシュの波高が満潮の時最大で、干潮の時最小になっている例をあげ、これは進入してきた長周期波が、潮流の影響を受けたためであると述べている。

一方において気圧や風の急変もしくは振動をともなう雷雨、squall line, pressure-jump line, 前線などが、

図-5



- うねりのうなり (beat) が顕著な例、しかし長周期波は現われてない (宇野木・中野²⁰⁾ による)。
- いちじるしい長周期波が現われている例、13号台風 (Tess) の場合 (宇野木・中野²⁰⁾ による)。
- 御前崎における長周期波「やっぴき」の例、Nina 台風の場合 (三宅⁴³⁾ による)。
- 同上台風による御前崎のうねりとやっぴきの周期の変化 (太田⁴²⁾ による)。
- 同上台風による御前崎のうねりとやっぴきの波高の変化 (三宅⁴³⁾ による)。

湖湾の上を通過する際にセイシュが発達することは、Forel, Chrystal³¹⁾ 以後多くの人によって指摘され、理論的にも証明されている^{14), 36)}。従ってこのような気象現象が洋上に存在しているときにも長周期波が発生することが考えられ、検潮記録と天気図を対応させたくわしい研究が中野³²⁾, Wilson²⁵⁾, 寺田・安井・石黒¹⁷⁾などによって行われた。

低気圧がわが国の太平洋側を通過した際、各検潮所に現われた普通の周期のセイシュと数分周期の波動について中野³²⁾は次のように述べた。a) セイシュは低気圧接近の 6~12 時間前に起り始め、長周期波は一般にこれより多少遅れる。低気圧が最も接近するころ波高は最大に達する(図-6)。b) 両波動とも付近の気象要素すなわち風、気圧変化、気圧傾度、前線通過と直接関係していない。観測点と低気圧中心を結ぶ線上の平均気圧傾度の時間的变化 dG/dt が大きいとき、波高も大きい。c) 結局これらの波動は低気圧の中心に近い所に起された波が伝播したもので、その原因は中心付近の微圧変化であろうと推論した。Wilson²⁵⁾ は同様な解析を多数行って、すべての強い低気圧は大い長周期波を生ずるもので、これは気圧と風の振動によるものであろうと述べている。風の振動を考慮しているのは注目される。

長崎海洋気象台¹⁷⁾の入念な調査によると、長崎港奥において、波高 50 cm 以上のセイシュは 2 年間に 115 回起ったが、そのとき長崎で明瞭な気圧振動が認められたのが 70 回 (61%)、不明瞭な気圧振動は 18 回 (16%)

であった。長崎で認められなくとも、西方 100 km の富江に気圧振動が起っている例も少なくない。このとき約 45 分の時間差があるが、これはちょうど長波が五島灘を伝わるに必要な時間に近く、外海から長波が伝わってくることを意味している。このような例を加えると、長崎港のセイシュの 83% は気圧振動と対応づけられ、さらに北または南に位置する場所の気圧振動を調べれば、この率はさらに増加することが期待される。

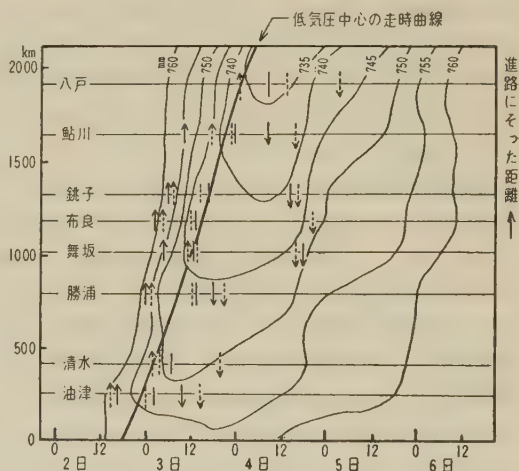
しかしながら、せいぜい数 mb の全振巾しかない気圧振動が、どうして 1 m 以上のセイシュを起しうるかという疑問が残る。たとえばメキシコ湾での観測によると、静力学的に期待される値の約 70 倍の波高が生じている⁴¹⁾。今年の 2, 3 月頃本邦南部の各地に異常な水位昇降が起り、名瀬では最大 235 cm にも達し(表-2)、騒がれたことがある。日本津波研究会(委員長: 地震研 高橋教授)は検討を重ねているが、次のような見解に傾いている。おそらく海底火山の爆発や海底変動によるのではなく、付近に寒冷前線が位置していて、周期 10~30 min の気圧振動が記録されているから、長周期波が発生したためであろう。鹿児島島の微圧変化は 3 mb であるが、静力学的には 3 cm の波しか起らない。しかし東海は浅くて、そこの長波の速度は前線の速度に近いから、前線が名瀬沖にきたときは静平衡値の数 10 倍の波高に達することが理論的に期待できる。これが湾内に進入すると、津波の場合と同じくさらに増巾されるので、2 m 程度のセイシュが起っても不思議ではない。検討は今なお続けられているので、その当否と詳細は同委員会の最終結論を待たねばならぬが、量的な考え方の一例としてここに述べた次第である。

しかるに気圧振動といってもいろいろな種類がある。山元³³⁾によると、気圧波 (microbarographic wave) は数個の山をもち、周期は 2~30 min、波速は 3~30 m/sec、波長は 2~30 km 程度であるが、全振巾は 1 mb にも達しない。気圧波の中にはこのほかに、50~80 m/sec の非常に速い種類のものも、時として見出される。一方ただ一つの山または谷からなる孤立波的な気圧変化も見られるが、その継続時間は 30 分か 1 時間程度、波速は 10~40 m/sec、気圧変化量はかなり大きく 0.5~7.0 mb である。このほかによく知られているのは squall line 上の顕著な pressure jump である。これらは波形や気圧変化量が異なるだけでなく、発生原因、発生場所も異なる。気圧変化のみ生じて他の気象要素には何らの変化を見ないこともある。従って長周期波の発生に関しては、気圧変動の性格がもっと詳細に調べられねばならない。

(3) edge wave としての長周期波の伝播

surf beat が沖に向うとき、あるいは外洋から進入した長周期波が岸で反射して再び沖に向うとき、水深変化の

図-6 低気圧によって各検潮所に生じた固有振動(縦の短い実線)と長周期波動(縦の短い点線)の起時(上向きの矢)、最大時(矢がない)、終時(下向きの矢)【中野³²⁾による】



ため反射または全反射をくり返して、浅海に捕えられ岸に沿って進むことが考えられる³⁴⁾。edge wave はこのような機構で生ずると思われるが、その存在は最初 Stokes³⁵⁾ によって理論的に見出された。この波は岸に平行に進み、波速は周期に関係する。たとえば海底の傾きが β なるとき、周期 T の波の速さは $C=gT \sin \beta/2\pi$ である。edge wave が伝わる沿岸では長周期波が記録され、湾内ではセイシュが誘起される。一例を図-7に示す。California の Scripps において、pressure jump が通過するとともに津波計に数 cm の長周期波が記録された。しかしその北方 38 km の Oceanside においては気圧変動が無いにもかかわらず、Cauchy-Poisson 波型の長周期波が観測された。Munk 等³⁰⁾は、後者の波は前者でできた edge wave が伝わってきたものと考えた。edge wave の存在を示す他の例も二、三彼等はあげている。なお、湖水に生じた edge wave も研究されている³⁶⁾。しかしながら、edge wave の実在性はまだ検討を要する点が多い。

5. 港内における長周期波の作用と被害対策

港内に進入する長周期波、あるいはそれで誘起されるセイシュは周期が非常に長いので、水粒子の水平運動が大きく、けい泊中の船を大きくゆり動かす。このため荷役作業が困難になることは日常経験されるし、ロープが切れたり、船が岸壁、ドック、棧橋、防波堤とぶつかって構造物や船体を傷める例も多数報告されている。港口がセイシュの節に当る所では流れが強くて、船が自由をうばわれ、事故が発生することもある。Los Angeles 港の海軍作業基地では周期 3 min の波が、わずか 0.2 ft 以上の波高になるといつでも被害が生じている³⁷⁾。長崎では大きいセイシュが頻繁に現われるので、特にこの種の被害が多い。表-3 は被害例であるが、わずか数カ月の間に相当数の事故が起っている。水が退いたとき底についた船が、水が差してきたとき浮び上がれず浸水沈没した例も少なくない。特に大きいときは水が陸上にあふれ、出水が起った例も報告されている。このようにセイシュをふくむ長周期波の存在は、港湾関係者にとって無視できないので、surge, scend, undulation, run, groundswell, ressac, range などの名前で注目されてきた²⁵⁾。特にその重要性を主張した先覚的港湾技術者は Mitchell³⁸⁾ であるといわれている。それ以後被害対策を講ずるため、観測や実験が重ねられてきた^{17), 25), 27), 39)}。

表-3 長崎港のセイシュによる船舶の被害

【文献 17) による】

年 月 日	周期 (min)	波高 (cm)	船の 種類*	積荷	被害金額 (1,000円)	被害内容
1949 12 18	15	142	{H K	石炭 木材	1 000 450	4 隻沈没 船橋舷側破損
" 12 20	13	120	{H K	鋼材 漁獲物	600 150	2 隻破損 舷側破損
" 12 26	20	178	{H K	雑貨 船	300 500	1 隻坐礁沈没 1 隻船底大破
1950 1 2	20	99	H	雑貨	200	16 隻ロープ切断
" 1 30	12	120	{H K	"	200 300	労務者負傷、荷役中止 荷役中止
" 3 7	15	110	{H K	石炭	700 200	2 隻船底大破 船底小破
" 6 18	13	100	K	"	200	舷側小破
" 6 25	12	121	K	雑貨	200	荷役中止
計					5 000	

* H: はしけ船, K: 機関船

surge の波高を減ずる方法として、港口巾を航行にさしつかえぬ程度に縮少することが考えられる。模型実験によると(図-8 ④)、港口巾を 2 000 ft から 600 ft に減じたため、波高を 50% 以下に減ずることができた³⁹⁾。しかしこの減少度は周期によって異なることに注意されねばならぬ。また波長が大きいため回折が顕著になるので港口の位置は波高を減ずる上に、それほど重要でないといわれる。さらに別に防波堤を設けたり、あるいは港内を分割したりして、影響の大きいセイシュの型を変えることも考えられる。長崎港について実験された結果を(図-

図-7 コーシー・ポアソン波タイプの edge wave の例 (Munk, et al.³⁰⁾による)

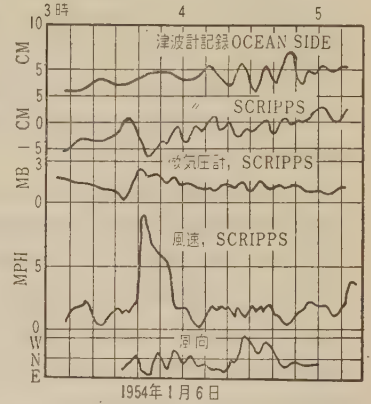
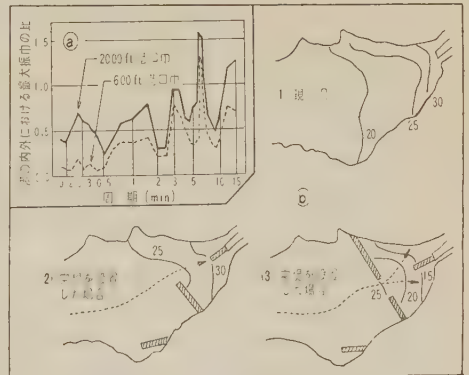


図-8



④ Los Angeles-Long Beach 港の海軍突堤付近のセイシュの最大振巾と周期との関係 (Vanoni and Carr³⁹⁾ による)

⑤ 突堤を設置した場合の、長崎港におけるセイシュ (第2振動) の振巾の変化 寺田・安井・石黒¹⁷⁾による)

8 ④ に示す。Wilson²⁵⁾ は、外側に緩衝水域を設けてエネルギーを吸収させ、この内側の水域を守るのが最も有効であると主張している、このような機能をもつ港として、Long Beach 港、Guam の Apra 港、Cape Town 港などの名があげられる。同じ港内でも場所によって水の動きが異なり、ときとして 10 倍も差がありうる。さらに振動のモードに応じて、この事情は異なってくる。そこでドック、棧橋、けい泊場所などを静穏域に設置することがまず何より必要である。これらに関しては水理模型実験が有効であるが、石黒¹⁸⁾ の行った電子工学の simulator を用うる実験法も有意義であると思われる。

一方において、船の運動を抑制するけい船方式の研究も二、三行われている^{25), 37)}。この場合けい船の自由周期が、港内で起りうる surge の周期に近くないことが必要である。しかし船、ロープをふくむこの振動系は非線形であるから、取り扱いが面倒である。普通の商船は 1 min から 25 sec の自由周期で動くが、ゆるくつながれているときは長い周期で、固くつながれているときは短かい周期で振動しやすい。その他消極的方法であるが、船の接触による圧力を緩和させるために、岸壁、棧橋、防波堤の縁辺に付加すべき緩衝装置や防護装置の研究も行われている。

さらに被害を予防するため、surge の予報が望ましい。長周期波の発生機構が明らかになって、天気図からその発生位置と時刻が見出され、また波浪予報が進歩して surf beat の予測がつくようになれば、津波の場合と同じようにその伝搬経路をあらかじめ求めておけば、surge の予報も必ずしも不可能ではないであろう。事実長崎においては、五島灘周辺に微圧計を設置して、気圧振動を捕えてセイシュを予報しようとする計画もあると聞いている。あるいは逆に Munk⁴⁰⁾ が述べているように、長周期波は storm よりいちじるしく速いので、うねりの前駆波よりもっと有効に、storm を追跡するに利用できるかも知れない。それにしても何よりもまず長周期波の性状を明らかにするのが必要であって、このためにはできるだけ沖合の長周期の水位変化をつかむことと、大洋の全域にわたり観測網を敷くことが要求される。昨年の地球観測年の海洋部門で、長波観測がとりあげられたのもこのような事情による。終りに、本報告で Dr. Wilson の論文²⁵⁾ を種々参照したことを付記しておく。

参 考 文 献

- 1) 大森房吉 (1900): 日本に於ける津波に就きて、震災予防調査会報告, 34
- 2) 本多・寺田・吉田・石谷 (1908): An investigation on the secondary undulations of oceanic tides, Jour. Coll. Sci. Univ. of Tokyo, 24
- 3) 日高孝次: 1931~1939 の間の 40 余のセイシュに関する論文、主に海と空, Geophys. Mag., Mem. Kobe Mar. Obs., 神戸海洋時報などに掲載
- 4) 壺井伊八 (1935, 1937): 平滑なる周辺を有し細長からざる湖水の自由振動, 海と空, 15, 189-194; 17, 212-213; (1936): 等深ならざる湖水の自由振動, 海と空, 16, 301-304
- 5) 市栄誉 (1956): On the secondary undulations caused by the Typhoon "5415", Oceanogr. Mag., 8, 97-122
- 6) 宮崎正衛 (1951): 大阪湾沿岸の高潮について, 海洋報告, 2, 103-114; (1957): On storm surges which recently struck the Japanese coast, Oceanogr. Mag., 9, 209-225 (第 3 回海岸工学講演会講演集, 1956, 1-8)
- 7) 中野猿人 (1937): On the accumulation and dissipation of energy of the secondary undulations of oceanic tides in a bay, Geophys. Mag., 12, 139-159
- 8) 高橋浩一郎 (1938): On the accumulation and dissipation of energy of secondary undulation of bays, Geophys. Mag., 12, 283-290
- 9) 高橋竜太郎 (1959): Long wave recorder, その記録と結果, 海洋物理基礎研究会講演
- 10) 大森房吉 (1918): 東京湾の津波に就きて、震災予防調査会, 89, 19-49
- 11) 中村左衛門太郎 (1919): 東京湾内津波調査, 気象雑纂, 1, 189-210
- 12) 寺田一彦 (1935): 気象集誌, 13, 62-66, 408-413; 西村源六郎 (1935): 震研彙報, 別冊, 2, 1 および 29; 広野卓蔵 (1936): 気象集誌, 14, 348-370; 山田彦児 (1936): 海と空, 16, 353-366; 和達清夫 (1938): 海と空, 18, 421-438; 和達・松尾 (1939): 海と空, 19, 70-76; 野満・竹上・松崎 (1940): 地球物理, 4, 93; 市栄誉 (1951): 海洋報告, 2, 191-198; 宮崎正衛 (1951): 海洋報告, 2, 103-113; (1952): Oceanogr. Mag., 4, 1-11
- 13) 力武恒雄 (1949): 潮振に関する一例題, 海洋報告, 1, 207-211
- 14) 岡田・藤原・前田 (1913): On thunderstorms as a cause of seiches, Proc. Tokyo Mathe. Phys. Soc., 7, 210
- 15) 長岡半太郎 (1908): 文献 2) 本多・寺田・吉田・石谷の Preface
- 16) 中野猿人 (1933): Possibility of excitation of secondary undulations in bays by tidal or oceanic currents, Proc. Imp. Acad., 9, 152; 中野・阿部 (1958): Standing oscillation of bay water induced by currents, Geophys. Mag., 28, 375-397
- 17) 寺田(一)・安井・石黒 (1953): 長崎港の副振動について, 長崎海洋気象台報告, 4, 1-73
- 18) 石黒・藤木 (1955): An analytical method for the oscillations of water in a bay or lake, using an electric network and an electronic analogue computer, Journ Oceanogr. Soc. Japan, 11, 191-197; 石黒 (1959): Phil. Trans. Roy. Soc., London, A 251, 303-340
- 19) 中野・宇野木 (1957): 日本沿岸における潮汐副振動について, 日本海洋学会講演 (印刷準備中)
- 20) 宇野木・中野 (1955): On the ocean waves at Hachijo Island, Pap. Met. Geophys., 6, 63-86
- 21) Munk, W.H. (1949): Surf beats, Trans. Am. Geophys. Union, 30, 849-854
- 22) 吉田耕造 (1950): On the ocean wave spectrum with special reference to the beat phenomena and the 1-3 minute waves, Jour. Oceanogr. Soc. Japan, 6, 49-56
- 23) Tucker, M.J. (1950): Surf beats, sea waves of 1 to 5 minute period, Proc. Roy. Soc., London, A 202, 565-573
- 24) Knapp, R.T. and Vanoni, V.A. (1945): Wave and surge study for the Naval Operating Base, Terminal Island, California, Rep. Hydr. Struc. Lab., CIT, 241 pp
- 25) Wilson, B.W. (1953): Generation of long period seiches in Table Bay, Cape Town, by barometric oscillations,

- Trans. Am. Geophys. Union, **35**, 733-746; Wilson, B.W. and Abramson, H.N. (1955): A further analysis of the longitudinal response of moored vessels to sea oscillations, Texas A. and M. Res. Found.; Wilson (1957): Origin and effects of long period waves in ports, 19th Int. Naviga. Congr. 49 pp
- 26) 大道寺・宇野木・梶浦 (1954): Tess 台風と Alice 台風による八丈島の波浪, 研究時報, **6**, 221-229
- 27) 北出正清 (1952): 「寄廻り」波の機構と予知, 海洋報告, **2**, 419-445
- 28) Bascom, W. (1950): Surging in Depoe Bay, Oregon, Bull. Beach Erosion Board, **4**, 32-39
- 29) Knapp, R.T. (1951): Determination of wave, surge and ship motion, Rep. to Bureau Yards and Docks, U.S. Navy
- 30) Munk, W.H., Snodgraas, F. and Carrier, G. (1956): Edge waves on the continental shelf, Science, **123**, 127-132
- 31) Chrystal, G. (1908): Investigations of the seiches of Loch Earn, Trans. Roy. Soc., Edinb., **46**, 455-517
- 32) 中野猿人 (1939): 低気圧に随伴する潮汐副振動並びにウネリに就て, 気象集誌, **17**, 140-154
- 33) 山元竜三郎 (1957): A study of the microbarographic waves (IV), Jour. Met. Soc. Japan, **35**, 37-44; A study of the microbarographic depression- and elevation-type, ibid, 105-116, 160-169
- 34) Isaacs, J.D., Williams, E.A. and Eckart, C. (1951): Total reflection of surface waves by deep water, Trans. Am. Geophys. Union, **32**, 37-40
- 35) Stokes (1846): Brit. Ass. Rep.; Lamb (1932): Hydrodynamics, 446; Ursell, F. (1952): Edge waves on a sloping beach, Proc. Roy. Soc. (London), A **124**, 79-97
- 36) Donn, W.L. and Ewing, M. (1956): Stokes' edge waves in Lake Michigan, Science, **124**, 1238-1242
- 37) Knapp, R.T. (1951): Wave produced motion of moored ships, Proc. 2nd. Conf. Coast. Eng., 48-61, (海岸工学 II, 丸善, 315-327)
- 38) Mitchell, J. (1919): Discussion at Symposium on wave action in harbors, Proc. ICE (London), **209**, p.244
- 39) Vanoni, V.A. and Carr., J.H. (1950): Harbor surging, Proc. 1st Conf. Coast. Eng., 60-68, (海岸工学, I, 丸善, 66-74)
- 40) Munk, W.H. (1951): Ocean waves as a meteorological tool, Compendium of Meteor., 1090-1100
- 41) IGY Bulletin, No.22 (1959)
- 42) 太田芳夫 (1958): 御前崎における台風と波浪, 天気, **5**, 223-229
- 43) 三宅 勉 (1955): 海岸付近に見られる長周期の波, 東京管区気象台東海地方東部地区研究会講演

スペクトラム計算機 MERIAC-1-F について*

正 員 西 田 道 典 降 旗 常 雄

(日本電気株式会社) (気象研究所)

要約 紙上にインキで記載された複雑な波形の現象曲線のデータから情報を直接読みとって高速度で分析処理するデータ処理機械の一つの試みとして、周期スペクトラムを計算する自動計算機 MERIAC-1-F を完成したので、これについて述べる。

この機械によればデータ処理過程の中間ステージで情報をそのまま他のデジタル演算機構に投入することも可能である。また本機の入出力装置を相互に隔てゝ適当な通信線路で結合することにより、遠隔地点間に Integrated Data Processing 方式を実現することができる。

1. は し が き

紙上に記載された一価連続のアナログ形時間函数曲線を読みとり、分析操作を加えて波形分析等を行なうには多大の時間と労力を必要とした。したがってこれらを短時間内に能率的に処理するために EDP 方式による自動処理化が色々と考えられているが、まだ充分能率的で優秀な装置は実現されていないようである。

ここに述べる自動スペクトラム計算機は、ファクシミルの方法でアナログ形紙上データの曲線を走査して所与の標本間隔でサンプリングしてその情報を6単位2進数字テープで取出す入力装置と、前記テープがループ状につながれて挿入されたのち高速度でこれを繰返し読みとり、個々の標本値信号をアナログ信号に逆変換して周期函数信号を発生し、これにアナログ演算形式によるフーリエ解析操作を加えてインプットデータに関する周期スペクトラムを抽出して解記録紙上に取出す出力装置からなるもので、解析の能率を飛躍的に高め得たものである。

2. 原理について

2.1 入力装置

入力装置は一種の情報変換機械で、与えられたインプットデータ紙上の一価連続曲線を高速度で Sampling して、その情報を6単位2進数字でさん孔テープ上に OUTPUT する。その理由は(1)自動演算機構に INPUT・DATA の情報を直ちに投入し易いことと、(2)後述の IDP 方式が都合よく遂行できるから、である。

入力装置の内部では上述の機能を果たすため次の三つの Operation が自動的に行なわれる。すなわち標本化操作、量子化操作、数値化および出力表示操作がこれである。

2.1.1 標本化操作 時間区間 $\Omega = [-\infty, +\infty]$ で定義された一価連続実函数、 $X=f(t)$ を考える。 t は時間をあらわす。いま Ω の部分区間、 $\Omega' = [t_0 < t < t_0 + T]$ に関する $f(t)$ の部分時系列を $f_i(t)$ とし、そのグラフを図1のように仮定する。

グラフはすべて光学的な情報表示をされていて雑音を含まないものとする。すなわち、たとえば紙上に記録インキで光学的に明確に現象の曲線、 $X_i=f_i(t)$ が描かれていて、紙上には汚れ、または曲線と混同しやすい目盛などはないものとする。

* A New Spectrum Computer "MERIAC-1-F".
By MICHISUKE NISHIDA, Member (Nippon Electric Co., Ltd., Tokyo) and TSUNEO FURUHATA, Non-member (Meteorological Research Institute, Kawasaki). [論文番号 3139]

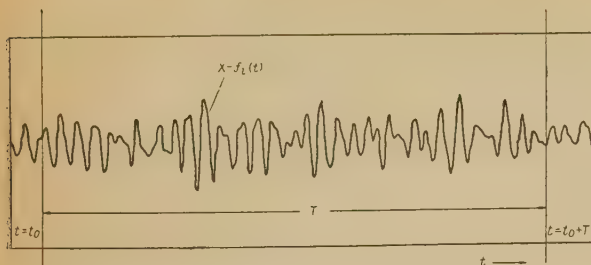


図1 与えられた被分析函数のグラフ

Fig. 1—"INPUT DATA", a pen-writing graph of an given function for the analysis.

さて $f_i(t)$ は一般に複雑なかたちをもつ現象と考え

$$f_i(t) = \sum_{j=0}^{\infty} C_j \cdot \cos[\omega_j t + \varepsilon(\omega_j)] \quad (1)$$

ここで, $\omega_j = \frac{2\pi}{\tau_j}$; $j=0, 1, 2, \dots, n, \dots$

いま $f_i(t)$ に含まれる最高次周波数を ω_r とする.

すなわち $\omega_j \equiv \omega_r$, $\left. \begin{matrix} j > r \rightarrow C_j \cdot \cos[\omega_j t + \varepsilon(\omega_j)] = 0 \end{matrix} \right\} (2)$

現象, $f_i(t)$ のペン書きデータと考えられるグラフ上でグラフに含まれる最小波長を λ とすると,

$$\lambda = v\tau_r = \frac{2\pi v}{\omega_r} \quad (3)$$

ただし v はグラフの Scale factor, または記録速度に相当している. しかるときは Nyquist 間隔, ΔS

$$\Delta S = \frac{\lambda}{2} \quad (4)$$

で区間 Ω' のグラフを分割してえられる標本点列 x_n

$$\left. \begin{matrix} x_n = f_i(\Delta S \cdot n) \\ n = 0, \pm 1, \pm 2, \dots, \pm k \end{matrix} \right\} \quad (5)$$

について染谷, Shannon の標本化定理が成立することは明らかである. すなわち

$$X_i = f_i(t) = \sum_{n=-\infty}^{+\infty} x_n \cdot \left(\frac{\sin\left(\pi \frac{v}{\Delta S} t - \pi n\right)}{\pi \frac{v}{\Delta S} t - \pi n} \right) \quad (6)$$

式 (6) の右辺の Sampling function はもちろん

$$\frac{\sin\left(\pi \frac{v}{\Delta S} t\right)}{\pi \frac{v}{\Delta S} t} = S_a\left(\pi \frac{v}{\Delta S} t\right) = \begin{cases} 1: t=0 \\ 0: t = \frac{n\Delta S}{v}, \end{cases} \quad (n \neq 0)$$

である.

故にグラフ Ω' の含む情報は標本点, x_n で一義的に与えられるから, この標本化および標本値よみとりの操作を自動的に行なえばよい.

いまファクシミリ装置に類似した方法で鋭い光の

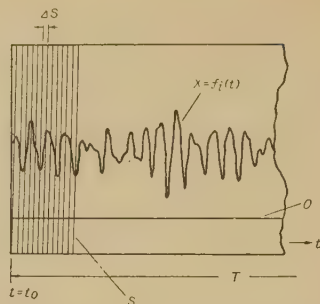


図2 被分析函数のグラフに対する標本化操作

Fig. 2—Data-sampling operation with the flying-spot method on a given INPUT DATA.

Spot をグラフ上の一点に投げ, その乱反射光線を光電素子でうけるごとくする. 図2においてグラフの時間軸方向に flying Spot 系を副走査し, これを直角方向に同時に系を主走査すれば走査線はグラフ上に適宜な密度, σ

$$\sigma = \frac{1}{\Delta S}$$

で走査パターンを生ずる. ここで ΔS は走査線間隔である. ΔS は式 (4) を満足するよう定めるものとする. すなわち,

$$\sigma = \kappa \frac{1}{\lambda}, \text{ ただし } \kappa \geq 2 \quad (7)$$

グラフ上に時間軸と平行に直線, O を曲線 $f_i(t)$ と同色のインキで図のように描いておくと, 一走査ごとにスポットが直線, および曲線を横切るさいの電気的レスポンスが光電素子の出力回路からえられる. 図3(b) はこれを示す. 図で O_j パルスと $f(t_j)$ パルスの1組が1個の標本値に対応するから, これらを, たとえば Flip-Flop 回路などで完全に1個の信号波にして扱うのが便利である. (図3 c) これをゲート信号とよぶ.

2.1.2 量子化操作 いま一つの AND 回路の一端子に上述のゲート信号を与え, ゲートの他の一端子に一定の繰返し周期, τ_0 のパルス (図3 d) Q を加えて論理演算,

$$(X_n \cap Q) = x_n \begin{matrix} & Q \\ 1 & \begin{vmatrix} 0 & 1 \\ 0 & 1 \\ 0 & 0 \end{vmatrix} \end{matrix} \quad (8)$$

を行なうと AND 回路出力端子に量子化情報信号 (図3 e) がえられる.

2.1.3 数値化と出力表示操作 図3(e)の信号を m 単位2進レジスタに一つずつ加えて Radix 変換,

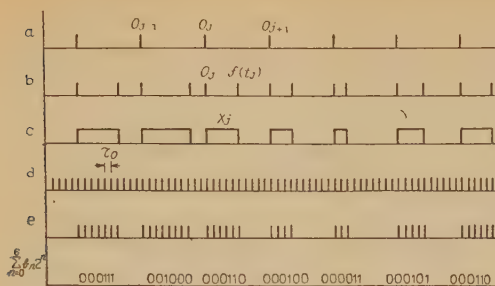


図 3 与えられた標本信号の A-D 変換過程におけるパルスシーケンス

Fig. 3—Pulse-sequences relating to the sampled-signals in the analog to digital converter.

$$X_j = \sum_{n=0}^N a_n 10^n \rightarrow \sum_{m=0}^M b_m 2^m \quad (9)$$

をおこなう。そして Binary-Code になった標本値列は指令パルスにより 1-Character ずつ出力表示装置に送出される。MERIAC-1-F では 6 単位自動電信さん孔テープとして OUTPUT される。

2.2 出力装置

出力装置はフーリエ解析用の ANALOG 電子計算機でさん孔テープで与えられるデータの周期分析を目的とする。この OUTPUT はいわゆる Equivalent Amplitude Spectrum であって、インプットデータ、 $f_i(t)$ に含まれる成分波の強さの分布を与える。

この装置は二つの Operation, すなわち函数発生操作およびフーリエ演算操作を自動的にこなす。

2.2.1 函数発生操作 さん孔テープ、 $f_i(t)$ の両端をつないでテープ・ループをつくと明らかに、

$$\left. \begin{aligned} f_i(t) &= f_i(t+T) \\ &= \sum_{j=0}^r C_j \cos[\omega_j t + \varepsilon(\omega_j)], \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

ただし $t_0 < t < t_0 + T$,

このテープを高速度フォトリーダにかけて読みとると Binary Digid Code の情報信号が与えられるが、更に、これは D-A Converter 回路でパルス振幅変調波、 $F(t)$

$$F(t) = \text{const} \cdot f_i(t) + \text{量子化雑音} \quad (11)$$

に変換される。式 (11) の右辺の第二項は適宜な量子化雑音フィルタでのぞかれて、

$$\left. \begin{aligned} F(t) &= F(t+T) \\ &= \text{const} \cdot f_i(t) = \text{const} \cdot f_i(t+T), \end{aligned} \right\} \quad (12)$$

ただし $t_0 < t < t_0 + T$

のかたちのアナログ電気信号に逆変換された周期函数がえられる。式 (12) において区間、 $[t_0 < t < t_0 + T]$ を便宜上 $t_0 = 0$ としても一般性は失われない。いま

$f_i(t)$ をフーリエ級数であらわすと、

$$\left. \begin{aligned} f_i(t) &= \sum_{n=1}^r \left[a_n \cos \frac{2\pi n}{T} t + b_n \sin \frac{2\pi n}{T} t \right] \\ a_n &= \frac{2}{T} \int_0^T f_i(t) \cdot \cos \frac{2\pi n}{T} t dt, \\ b_n &= \frac{2}{T} \int_0^T f_i(t) \cdot \sin \frac{2\pi n}{T} t dt, \end{aligned} \right\} \quad (13)$$

いま式 (13) の第 1 式をそれぞれ第 2, 3 式に入れて積分し、

$$r_n^2 = (a_n^2 + b_n^2) \quad (14)$$

をつくとこれは角周波数、 $\omega_{n-1/2} = \frac{2\pi(n-\frac{1}{2})}{T}$, お

よび $\omega_{n+1/2} = \frac{2\pi(n+\frac{1}{2})}{T}$ の帯域内に含まれるエネルギーに相当している。出力装置内では a_n, b_n は区別されず、これらの合成された r_n のみが電圧、その他の物理量で検出されるに過ぎない。

さて函数、 $f_i(t)$ が Random Oscillation のような場合のフーリエ分析では r_n の $n \leq 20$, 以内の Harmonics については数理統計上その意味がうすいものとされている。したがって、いま $n > 20$ をとるものとすれば $f_i(t)$ に含まれる第 N -成分波の r_n におよぼす寄与は、

$$r_n^{(N)} \simeq r_N \cdot \left[\frac{\sin \frac{1}{2}(\omega_N - n\nu)T}{\frac{1}{2}(\omega_N - n\nu)T} \right] \quad (15)$$

$$\text{ただし } \nu = \frac{2\pi}{T}$$

これから、

$$(i) \quad \omega_N = n\nu \quad \text{ならば} \quad (16)$$

$$r_n^{(N)} = r_N = C_N; \quad (n \text{ は整数})$$

となって $n = N$ 番目の Harmonics の振幅は、その波の正しい値をしめす。

$$(ii) \quad \omega_N \neq n\nu \quad \text{である一般の場合は}$$

$r_n^{(N)}$ は近似的に

$$r_N < r_n^{(N)} < \frac{2}{\pi} r_N \quad (17)$$

となって $f_i(t)$ の他の Harmonics はすべて r_n に影響することになる。しかし実際は近傍の数 Harmonics をのぞいてはほとんど省略できる。

式 (15) の右辺の $[\sin]$ は $f_i(t)$ の部分時系列を人工的に Loop したための効果をあらわしている。

故に函数発生装置から実際にえられる電気的アナロ

グ函数は一般に式 (10) の C_j を,

$$C_j \rightarrow r_j$$

でおきかえたものである。すなわち電気的アナログ出力, $e(t)$ は

$$\left. \begin{aligned} e(t) &= f_i(t) = f_i(t+T) \\ &= \sum_{j=0}^r r_j \cdot \cos(\omega_j t + \psi_j) \end{aligned} \right\} \quad (18)$$

ただし $0 < t < T$,

2.2.2 フーリエ演算操作 函数発生装置で生じたアナログ信号, $e(t)$ は複雑な波形をもっているが, 以下の議論では重ね合せの原理が成立つから, そのうちの一つの成分波,

$$e(t)_k = r_k \cos(\omega_k t + \psi_k) \quad (19)$$

について考察すればよい。

いま一つの正弦波発生器で正弦波, $e'(t)$

$$e'(t) = 1 \cdot \cos(\omega_i' t + \theta_i) \quad (20)$$

をつくり, $e(t)$ を振幅変調すれば

$$[1 + e(t)] e'(t)$$

$$= \cos(\omega_i' t + \theta) + \frac{\Gamma}{2} \cdot r_k \cos$$

$$\cdot \{(\omega_i' + \omega_k)t + \psi_k + \theta\}$$

$$+ \frac{\Gamma}{2} \cdot r_k \cos\{\omega_i' - \omega_k)t + \theta - \psi_k\} \quad (21)$$

がえられる。ここで Γ は変調率である。式 (21) の波を一つの帯域フィルタ, $G(\omega_0)$

$$G(\omega_0) = \begin{cases} 1: \omega = (\omega_i' + \omega_k) = \omega_0 \\ 0: \omega \neq \omega_0 \end{cases} \quad (22)$$

に加えて一つの Side Band, $f'(t)_k$

$$f'(t)_k = \text{const} \cdot r(\omega_k) \cdot \cos\{(\omega_i' + \omega_k)t + \text{Phase}\} \quad (23)$$

をとりだし, さらに整流すれば周期, $T_k = \frac{2\pi}{\omega_k}$ の線スペクトラム,

$$S(\omega)_k = \sqrt{[r(\omega_k)]^2}$$

がえられる。したがっていま正弦波 $e'(t)$ の周波数を区間, $[\omega'_0 < \omega' < \omega'_n]$ で一定の向きに適宜な速さで掃引すれば, これに対応して $f(t)$ に関するスペクトラムは区間, $[\omega_0 - \omega'_0 > \omega_k > \omega_0 - \omega'_n]$ の全域にわたり逐次にとりだされる。故にこの掃引と連動して,

$$S(\omega) = \int_{\omega_0}^{\omega_n} r(\omega) d\omega \quad (24)$$

の解記録表示をおこなえば容易にインプットデータ, $X=f(t)$ に関するフーリエ, スペクトラムを得ることができる。

3. 構成および性能

3.1 構成

3.1.1 入力装置

本装置は記録紙上に描かれたアナログデータを2進6桁のデジタル量に変換し, これをさん孔紙にさん孔記録する装置である。アナログデータは一度時間に変換され, この時間をカウンタを用いてデジタルに変換する。いわゆる Time Encoding 方式を用いている。図4はこの装置のブロック図である。

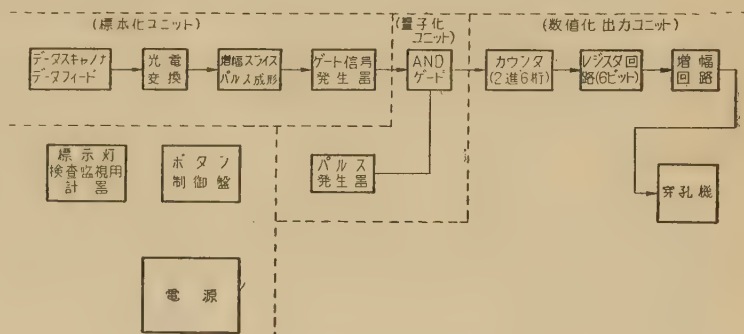


図4 入力装置の構成図

Fig. 4—Block diagram of input equipment.

この装置は大きく分けて記録データをサンプルしてその振幅に比例した時間ゲートを作る標準化ユニットと, この時間ゲートをパルス数に変換する量子化ユニットおよびこのパルス数を計数して2進6桁のコードに変換し6単位のさん孔テープを作る数値化出力ユニットの3部分から構成されている。図5はこの装置の外観を示すもので, 上記各ユニットを1つにまとめ取

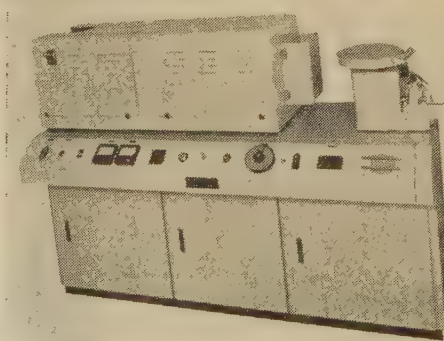


図5 入力装置
Fig. 5—Input equipment.

扱を簡便にしている。

3.1.2 出力装置 本装置はさん孔紙に 2 進 6 桁のさん孔されたデータをアナログ量に変換し、これを自動的に周波数分析しその周波数スペクトラムを記録する装置である。図 6 はこの装置のブロック図である。この装置は大きく分けてさん孔テープの内容を読み取りディジタルをアナログ量に変換する函数発生ユニットと、このアナログ量を周波数分析し記録する演算ユニットから構成されている。図 7 はこの装置の外観を示すもので、上記各ユニットを一つにまとめ入力装置とは関係なく単独使用することができる。また能動素子は入出力装置ともすべてトランジスタを用い、プリント配線を用いたプラグインタイプである。

有効紙幅：120 m/m～30 m/m

(2) スキャナ装置

スパイラル円板の回転数：50 c/s のとき
960 r.p.m

レンズ：F=4.5 90 m/m

光点像径：0.5 m/m～0.8 m/m

走査軌跡：直線状

走査幅：120 m/m～30 m/m

標本化間隔：1 m/m, 2.5 m/m, 5 m/m

(B) 量子化ユニット

(1) パルス発振器

波 形：パルス状

繰返し周期：1.024 kc～4.096 kc

パルス幅：2 μ s

(C) 数値化出力ユニット

(1) バイナリレジスタ

単 位：二進 6 桁

計数速度：8 サンプル/sec

(2) テレパフォーレータ

電信用自動さん孔器：6 単位

方 式：紙テープパンチ方式

パンチ速度：8 字/sec

3.2.2 出力装置

(A) 函数発生ユニット

(1) フォトリダ

テープ長：0.5～3 m

テープ速度：1.5 m/sec

増速比：約 720

(B) 演算ユニット

(1) ヘテロダイン検波装置

分析周波数範囲：5～320 c/s

掃引速度：0.5, 1 c/s/sec 平均

測定周波数精度：指示点 0 c/s において $\pm 5 \times 10^{-4}$ その他 $\pm 1\%$ 以内

非直線性：直流増幅器入力 6V まで $\pm 3\%$ 以内, 5V まで $\pm 1\%$ 以内

フィルタ選択度：3 c/s にて 10 dB, 50 c/s にて 70 dB 以上減衰

(C) 解記録器

入力抵抗：10 k Ω 以上

増幅器：直流増幅器

最少入力電圧：-0.5V にて フルスケール

利得調整：0.5, 2, 5, 10, 50 V 5 段切換

および連続可変

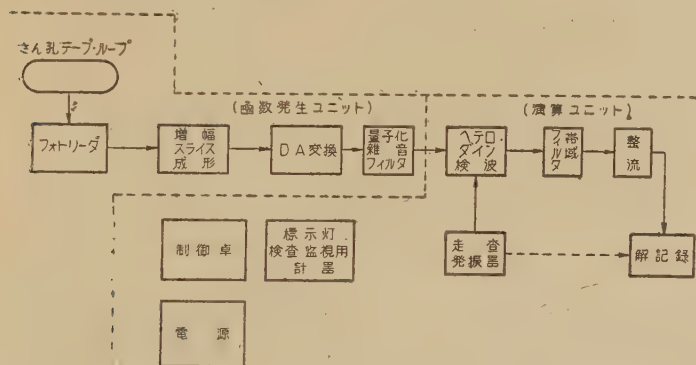


図 6 出力装置の構成図

Fig. 6—Block diagram of output equipment.

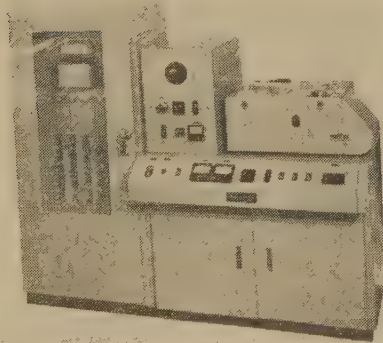


図 7 出力装置

Fig. 7—Output equipment.

3.2 性 能

3.2.1 入力装置

(A) 標本化ユニット

(1) データフィード装置

紙幅：150 m/m～50 m/m,

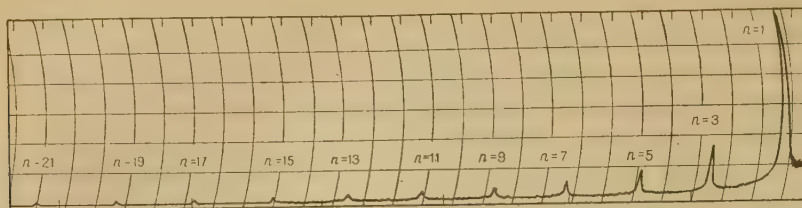


図 8 周波数 14.5 c/s の矩形波の模形ルーチンを分析した例

Fig. 8—An example of analyzed spectrum of rectangular waves test routine at frequency 14.5 c/s.

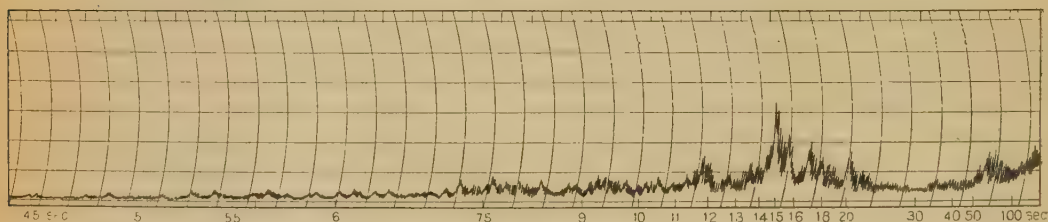


図 9 1958 年 9 月 17 日 12 時 0 分より 10 分間犬吠沖の海中で測定した台風 21 号時の海の波のスペクトラム
Fig. 9—A frequency spectrum of ocean wave recording for 10 minute from 12:00 at the time of Typhoon No. 21, Sept. 17, 1958 in the depth of 10 meters off Cape-Inubo.

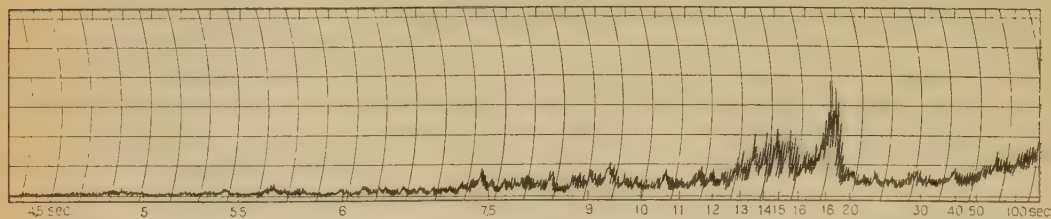


図 10 同上 12 時 10 分より 10 分間のデータのスペクトラム

Fig. 10—A frequency spectrum of ocean wave recorded during 12:10 to 12:20 in the same condition as at Fig. 9.

記録紙送り速度: 1, 2, 5, 10, 20, 50 mm/
sec の 6 段初換
時間割マーカ: 10.30 sec ごと
周波数マーカ: 0, 50, 100, 150, 200, 250
300 の 7 点
記録紙有効幅: 60 mm
記録方式: 片振れ

4. 結 言

本スペクトラム計算機を使用して矩形波および海の波の自記記録を実際に分析した例を図 8～図 10 に示す。その分析データは極めてよく理論値と一致した結果を得た。

本装置によると海の波の分析の場合およそ 1 万数千分の一に作業時間を短縮することができた。この計算

機は入力装置のみを各測定地点に設置して、分析すべきインプットデータを電信回線で中央に伝達し、その情報を総括して分析処理することが可能である。

本計算機は第 1 回の試作が完成したばかりで、なお改良すべき点も少なくなく、特にさん孔テープの部分に磁気テープあるいは磁気ドラムに替えて使用することを検討している。また Curvilinear 形のインプットデータをも取扱いうるよう考慮している。

終りに本計算機の製作に当り助言を賜った気象庁小平高層研究室長、中野元海洋研究部長、並びに御指導いただいた日本電気電子機器工業部・出川工業部長、近藤技術部長代理、与謝野課長、同研究所・長森第四研究室長をはじめ設計に協力をいただいた谷合設計主任、第四研究室・小林氏に深甚の謝意を表する。

(昭和 34 年 6 月 30 日受付)

新しいデータ処理機械
MERIAC-1-F について

気象研究所海洋研究部

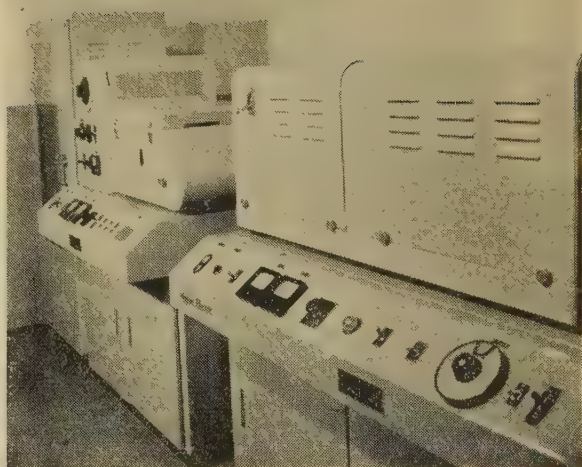
降 旗 常 雄

新しいデータ処理機械

MERIAC-1-F

について

(1)



(左) 出力装置、(右) 入力装置

降 旗 常 雄^{*}

紙上にインキで記載された複雑な波形の現象曲線のデータは、従来もっぱら人為的な方法で分析処理されているにすぎない。データが大量の場合、処理に要する時間と労力はそのため容易ならざるものとなり、したがって処理の速さにも超えることのできないある限度が現われてくる。このことはデータからとりだした情報にもとづいて系に高次のプロセス制御を加え、もしくはまた系の将来の状態を予知しようとする際に特に大きな障害をきたす。データの処理能力を増して作業時間を許容限界内に短縮し、同時に処理作業を能率化するためには Electronic Data Processing 方式によるデータの高速度自動処理化を必然的に具体化しなければならない。

最近われわれは、このようなデータから情報を直接読みとって高速度で自動分析処理するデータ処理機械の一つの試みとして、フーリエ解析用の電子計算機 MERIAC-1-F (Meteorological Research Institute Automatic Computer-1-Fourier Analyzer.) を完成し10ヵ月余にわたって入念な実用試験をおえ、そのすぐれた機能を十分に確認することができたのでこれについて述べる。

この機械によればデータ処理過程の中間ステージで情報をそのまま他のデジタル演算機構に投入することができ、また本機の入出力装置を相互に隔てて適当な通信線路で結合することにより、遠隔地点間にデータの総合処理(Integrated Data Processing 方式)を実現することが容易である。

§ 1. は し が き

近年、自動計測技術の進歩に伴ない理、工学をはじめ医

学、その他の産業の諸分野では、紙上にインキで記載されたオシログラムのような一価連続の時間函数、 $X = f(t)$ のデータ、またはこれに類する記録データが広く扱われている。このようないわゆる ANALOG 型データから曲線を読みとり、得られた記録値にいろいろの統計や他の分析操作を加え、データに含まれたより高次の情報 (Information) をとりだすためには少なからざる時間と労力とが必要とされる。データの曲線が複雑な波形をもち単調でない場合や、比較的単調ではあってもデータが大量の場合には分析処理するに要するこうした負担は容易に無視できなくなり、そのいづれにもわたる性質のデータにあってはそのため多大の MAN・HOUR・Power を必要とすることが経験されている。

このようなデータについて従来行なわれている処理方法は、その処理過程の大半が人為的な手段にゆだねられているため処理の速さには様々の要因の累積から自然にきまる限度があり、たとえこれを超えるためいろいろの方策がとられるにせよ同じ手段を延長する限りにおいては結局、無効な能力 (Power of Redundancy) を増加せしめるに止まり大幅な改善を期待することができない実情にある。

こうしたデータ分析の処理速度やその処理時間に現状では大きな限界があるというこの事実は一見さしたる問題にはなり得ないと考えられるかもしれないが、しかし一連の作業プログラムが現実時間 (Real Time) のもとで強い条件でデータ処理の過程と関連をもち予定されている場合、問題は一变して本質的な困難に衍着することが容易にしられる。

たとえば一つの系 (Ensemble) からとりだされた情報

^{*} 気象庁気象研究所海洋研究部研究官

によりさらに高次のプロセス制御を系に加える場合、情報処理の速さの遅延が情報の価値、および窮極の目的の可否を左右することは明らかである。同様に系からとりだされた情報に基いて系が将来とるであろう状態の予知 (Prediction) をする際にも同じことがいわれる。

すなわちこのような場合には系から取りだすべき情報の撰択にはじまる、抽出、分析など一連の操作過程を含めた総合の時間的速さが終局の目的に対し決定的な意義をもっているのである。

ANALOG 型データの分析作業を容易にし、処理速度を向上する目的で様々の器械化による処理方法が従来も考えられている。たとえば古くは海の波の自記記録からフーリエ・スペクトラムや自己相関関数などを抽出しようと試みた M. J. Tucker (英国) の器械や、A. A. Klebba (米国) などの器械をはじめとしこれに類する装置がいくつか知られており、また近年米国で IBM 機械の入力装置としても結合のできる二、三の特徴ある器械その他が完成されている。しかしこれらは操作に要する MAN・HOUR・Power や処理速度の点でなお不十分であり、完璧の域からはほど遠い実情のように思われる。

著者は1957年春以来、海の波の研究に従事したが、その際はからずもこのような ANALOG 型データの高速度処理方式について考察する機会を得た。それはこの場合おびただしい情報量をもった海の波の自記記録が広範な地域に散在する多数の観測施設によって刻々に生産され次のある時刻の波の状態を予知するため有用な物理的情報のいくつかが指定された短い時間内にことごとく記録データから抽出され、それらが容易に統合されて判断の用に供されねばならないという設定から出発し、それを早急に具体化しなければならなかったからである。

自動データ処理機械 MERIAC-1-F はかような契機において生まれでたもので、1958年4月に考案され、翌年の同月から稼動をはじめた。この計算機は前述の諸要求を極めて容易にみたしうる新しい方式原理にもとづく一連の ANALOG 型データの自動処理方式の一つの応用であり、近い将来建設されるであろう海の波の Routine 観測網上で必然的に有用であるのみならず、他の分野においても広範な応用面がまた考えられる点でその概要を述べ諸賢の御参考に供したい。

§ 2. 原理について

自動スペクトラム計算機 MERIAC-1-F は二つの機能をもつ装置から構成されている。その一つは入力装置または MERIAC-1-F-100 と呼ばれ、他の一つは出力装置、または MERIAC-1-F-200 と名づけられている。前者は与えられた紙上のアナログ型

データ (Input データという) の曲線をファクシミルの方法で所与の標本間隔に応じ高速度でサンプリングし、その情報を6単位2進数字テープで OUTPUT するもので、また後者はループ状につないだそのテープを高速度で繰返し読みとり、個々の標本値信号をアナログ信号に逆変換して周期函数信号を発生し、これにアナログ演算形式によるフーリエ解析操作を加えてインプット・データに関する周期スペクトラムを抽出し解記録紙上に表示するもので全体に飛躍的に高い解析能率をもっている。

2-1. 入 力 装 置

入力装置は一種の情報変換機械でインプット・データ上の一価連続曲線を Sampling してその情報を6単位2進数字でさん孔テープ上に OUTPUT するが、その理由は(1)自動演算機構にインプット・データの情報を直ちに投入し易いことと、(2)後述の I D P 方式が都合よく遂行できるからである。入力装置の内部ではこのような機能を果たすため次の三つの Operation, すなわち標本化操作、量子化操作、数値化および出力表示操作が自動的に Input データに加えられる。

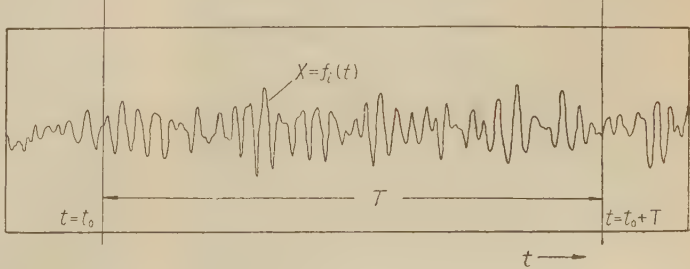
2-1-1. 標本化操作

時間区間 $\Omega = [-\infty, +\infty]$ で定義された一価連続実函数, $X = f(t)$ を考える。ここで t は時間をあらわすものとする。いま Ω の任意の部分区間, $\Omega' = [t_0 < t < t_0 + T]$ に関する $f(t)$ の部分時系列を $f_i(t)$ とし、そのグラフを第1図のように假定する。グラフはすべて光学的な情報表示をされていて雑音を含まないものとする。すなわち例えば紙上に記録インキで光学的に明瞭に現象の曲線が描かれていて、混同しやすい目盛り、汚れなどは紙上にはないものとするのである。 $f_i(t)$ のグラフは一般に複雑な波形を含んでいると見なしてさしつかえない。グラフに含まれている最少の波長を λ とすると、

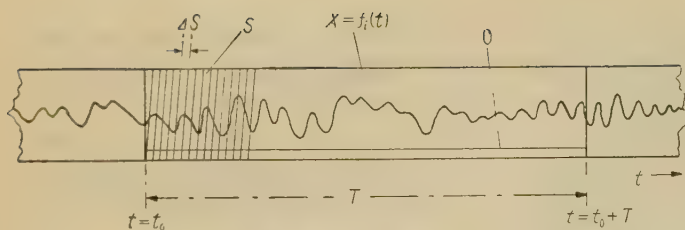
$$4S \equiv \frac{\lambda}{2} \dots\dots\dots (1)$$

で定めた間隔で曲線, $f_i(t)$ を分割して得られる標本点列, $X_0, X_1, X_2, \dots, X_n$, については勿論,

$$\left. \begin{aligned} X_n &= f_i(4S \cdot n) \\ n &= 0, 1, 2, \dots, n; (t_0 \text{ で } n = 0) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (2)$$



第1図 Input データ



第2図 標準化操作

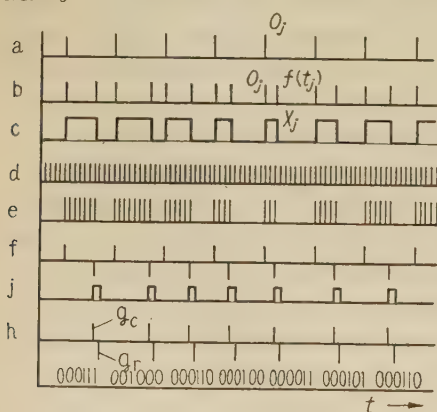
が成立する。この場合、 $X = f_i(t)$ と標本点列、 X_n とに
関しよく知られた採谷・Shannon の標本定理が成立す
る。すなわち

$$X = f_i(t) = \sum_{-\infty}^{+\infty} X_n \cdot \left(\frac{\sin\left(\pi \frac{v}{\Delta s} t - \pi n\right)}{\pi \frac{v}{\Delta s} t - \pi n} \right) \dots\dots (3)$$

ここで、 v は Input データの Scale factor, もしくは記
録紙の送り速度である。(3)式の右辺に現われた函数、

$$\frac{\sin\left(\pi \frac{v}{\Delta s} t\right)}{\pi \frac{v}{\Delta s} t} \equiv \text{Sa}\left(\pi \frac{v}{\Delta s} t\right) = \begin{cases} 1 & : t=0 \\ 0 & : t = \frac{n\Delta s}{v}, \end{cases} \quad (n \neq 0)$$

はいわゆる Sampling 函数といわれるものである。これ
から判るように函数、 $X = f_i(t)$ は標本点列、 X_n によ
って完全に表示される。換言すれば、式(1)を満足する標本
値列 X_n が与えられれば函数、 $f_i(t)$ の含むすべての情報
は一義的に定まるのである。したがってグラフ上でかよう
な標準化および標本値の読みとり操作を自動的に行な
えばよい。



OUTPUT テープ
第3図 パルスシーケンス

いまファクシミル装置に類似した方法で
鋭い光の Spot をグラフ上の一点に投げ、
その乱反射光線を光電子増倍管などの素子
で受けるごとくする。第2図でグラフの時
間軸方向にFlying Spot 系を副走査し、こ
れに直角な方向に主走査すれば走査線はグ
ラフ上に適宜な密度、 σ ,

$$\sigma = \frac{1}{\Delta s}$$

で走査パターンを生ずる。ここで走査線間隔 Δs は式(1)
を満足するよう定めるものとすれば、

$$\sigma = K \frac{1}{\lambda}, \text{ ただし } K \geq 2, \dots\dots\dots (4)$$

グラフ上に時間軸と平行に直線Oを曲線 $f_i(t)$ と同色の
インキで図のように描いておくと、一走査ごとにスポッ
トが直線、および曲線を横切るさいの電気的レスポ
ンスが光電素子の出力回路からえられる。第3図(a)はデ
ータ紙上にO-線だけが与えられている場合；第3図(b)は
さらに函数 $f_i(t)$ を与えた場合の出力信号を示してい
る。図で O_j パルスと $f_i(t_j)$ パルスの1組が1個の標本
値に対応するから此等を、たとえば Flip-Flop 回路など
によって完全に1個の信号波(第3図(c))にして扱うの
が便利である。これをゲート信号、 X_j と名づける。

2-1-2. 量子化操作

いまゲート信号 X_j を一つの AND 回路の一端子に与
え、ゲートの他の一端子に一定の繰返し周期、 τ_0 のパ
ルスQ(第3図(d))を加えて二価論理代数における論理

$$(X_j \cap Q) = X_j \begin{matrix} & \begin{matrix} 0 & 1 \end{matrix} \\ \begin{matrix} 1 \\ 0 \end{matrix} & \begin{matrix} 0 & 0 \\ 0 & 1 \end{matrix} \end{matrix} \dots\dots\dots (5)$$

演算、(5)式を行なうとAND回路の出力端子に量子
化情報信号(第3図(e))がえられる。すなわちこれはゲ
ート信号が量子単位 τ_0 で量子化せられたものにほかな
らない。

2-1-3. 数値化・出力表示操作

第3図(e)の量子化標本値信号は10進数で表示されてい
るからこれを m 単位2進レジスタ回路に与えて Radix
変換、

$$X_j = \sum_{n=0}^N a_n 10^n \longrightarrow \sum_{m=0}^M b_m 2^m \dots\dots\dots (6)$$

の操作を行なう。そして Binary Code に改められた標
本値列は指令パルスにより1個づつ出力表示装置に送出
される。MERIAC-1-F では6単位自動電信さん孔テー
プとして OUTPUT される。

2-2. 出力装置

出力装置はフーリエ解析用の ANALOG 電子計算機で
さん孔テープで与えられるデータ、 $X = f_i(t)$ の周期分析

を目的とする。この装置の OUTPUT はいわゆる Equivalent Amplitude Spectrum と呼ばれるもので、イン
プット・データ $f_i(t)$ に含まれる成分波の強さの分布を
与える。この装置では函数発生操作、ならびにフーリエ
演算操作の二つの Operation が自動的に行なわれる。

2-2-1. 函数発生操作

この操作の目的はさん孔テープで与えられた $X=f_i(t)$
の標本値情報を高速度で繰返して読みとりながら逐次に
それを電気的アナログ函数、 $X=f_i(t)$ に逆変換し、同時
に周期函数、 $f_i(t)=f_i(t+T)$ を発生せしめることであ
る。高速度で行なう理由は以下の分析時間を短縮するた
めと、ANALOG 演算を行なう際の技術的理由から $f_i(t)$
の周波数を見かけ上 Step up するためである。

いまさん孔テープの両端をつないでテープ・ループを
つくると明らかに、

$$\left. \begin{aligned} f_i(t) &= f_i(t+T) \\ &= \sum_{j=0}^r C_j \cos[\omega_j t + \varepsilon(\omega_j)], \\ \text{ただし } t_0 < t < t_0 + T. \end{aligned} \right\} \dots\dots(7)$$

ここで成分波を $j=r$ 番目までの和しか考えない理由は
インプット・データ上の最少波長を λ としたとき、

$$\lambda = \frac{2\pi v}{\omega_r} \dots\dots\dots(8)$$

で決まる角周波数、 ω_r に対して次の関係、

$$j > r \longrightarrow C_j \cdot \cos[\omega_j t + \varepsilon(\omega_j)] \equiv 0$$

が成立つからである。

このテープを高速度フォトリーダにかけて読みとると
Binary Digit Code の情報信号が得られるが、更にこれ
は D-A Convertor 回路でパルス振幅変調波、 $F(t)$ 、

$$F(t) = \text{const} \cdot f_i(t) + \text{量子化雑音} \dots\dots\dots(9)$$

に変換され、右辺第 2 項の雑音は適宜な量子化雑音フィ
ルタで除去されて、(10) 式のかたちのアナログ電気信
号に逆変換された周期函数がえられる。

$$\left. \begin{aligned} F(t) &= F(t+T) \\ &= \text{const} \cdot f_i(t) = \text{const} \cdot f_i(t+T) \end{aligned} \right\} \dots\dots(10)$$

ただし $t_0 < t < t_0 + T$

さて $f_i(t)$ の区間、 $[t_0 < t < t_0 + T]$ を便宜上、 $t_0 = 0$
に改めても支障はないから、次に $f_i(t)$ をフーリエ級数
であらわすと、

$$\left. \begin{aligned} f_i(t) &= \sum_{n=1}^r \left[a_n \cos \frac{2\pi n}{T} t + b_n \sin \frac{2\pi n}{T} t \right], \\ a_n &= \frac{2}{T} \int_0^T f_i(t) \cdot \cos \frac{2\pi n}{T} t dt, \\ b_n &= \frac{2}{T} \int_0^T f_i(t) \cdot \sin \frac{2\pi n}{T} t dt \end{aligned} \right\} \dots\dots(11)$$

いま(11)式の第 1 式をそれぞれ第 2, 3 式に入れて積分し、

$$\gamma_n^2 = (a_n^2 + b_n^2)$$

をつくると、これは角周波数、 $\omega_{n+\frac{1}{2}} = \frac{2\pi(n+\frac{1}{2})}{T}$ の帯

域内にたまっているエネルギーに相当する。出力装置内
では a_n や b_n は区別されず、これらの合成された γ_n の
みが電圧、その他の物理量で検出されるに過ぎない。

さて数理統計学上、函数 $f_i(t)$ が Random Oscillation
である場合のフーリエ分析では γ_n の $n \leq 20$ 以下の Ha-
rmonics についてはスペクトルがばやけていて其の意味
がうすいと言われている。したがって $n > 20$ をとるもの
とすると、函数発生装置から実際にえられる電気的アナ
ログ函数は一般に(7)式の C_j を、 $C_j \rightarrow \gamma_j$ でおきかえた
形になっている。すなわち電気的アナログ出力、 $e(t)$ は
(12) のごとくである。

$$\left. \begin{aligned} e(t) &= f_i(t) = f_i(t+T) \\ &= \sum_{j=0}^r \gamma_j \cos(\omega_j t + \psi_j), \\ \text{ただし } 0 < t < T \end{aligned} \right\} \dots\dots(12)$$

2-2-2. フーリエ演算操作

アナログ信号、 $e(t)$ は複雑な波形をもっているが、以
下の回路では重ね合せの原理が成立するから一つの成分

$$e(t)_k = \gamma_k \cos(\omega_k t + \psi_k) \dots\dots\dots(13)$$

波、について考慮すれば十分である。いま一つの正弦波
発振器で正弦波、 $e'(t)$

$$e'(t) = 1 \cdot \cos(\omega'_j t + \theta) \dots\dots\dots(14)$$

をつくり、 $e(t)$ を振幅変調すれば、

$$\begin{aligned} &[1 + e(t)]e'(t) \\ &= \cos(\omega'_j t + \theta) + \frac{\Gamma}{2} \cdot \gamma_k \cos\left\{(\omega'_j + \omega_k)t + \psi_k + \theta\right\} \\ &\quad + \frac{\Gamma}{2} \cdot \gamma_k \cos\left\{(\omega'_j - \omega_k)t + \theta - \psi_k\right\} \end{aligned} \dots\dots\dots(15)$$

がえられる。ここで Γ は変調率とよばれている。式(15)
の波を一つの帯域フィルタ、 $G(\omega_0)$

$$G(\omega_0) = \begin{cases} 1: \omega = (\omega'_j + \omega_k) = \omega_0 \\ 0: \omega \neq \omega_0 \end{cases}$$

に与えて一つの Side band をとりだし、さらに整流す
れば周期、 $T_k = \frac{2\pi}{\omega_k}$ の線スペクトラム、

$$S(\omega)_k = \sqrt{[\gamma(\omega_k)^2]} \dots\dots\dots(16)$$

がえられる。したがっていま正弦波 $e'(t)$ の周波数を区
間、 $[\omega'_0 < \omega' < \omega'_n]$ で一定の向きに適宜な速さで掃引す
れば、これに対応してインプット・データ $f_i(t)$ に関す
るスペクトラムは区間、 $[\omega_0 - \omega'_0 < \omega_k < \omega_n - \omega'_n]$ の全域
に亘り逐次に抽出されるからこの掃引と連動して、

$$S(\omega) = \int_{\omega_0}^{\omega_n} \gamma(\omega) d\omega \dots\dots\dots(17)$$

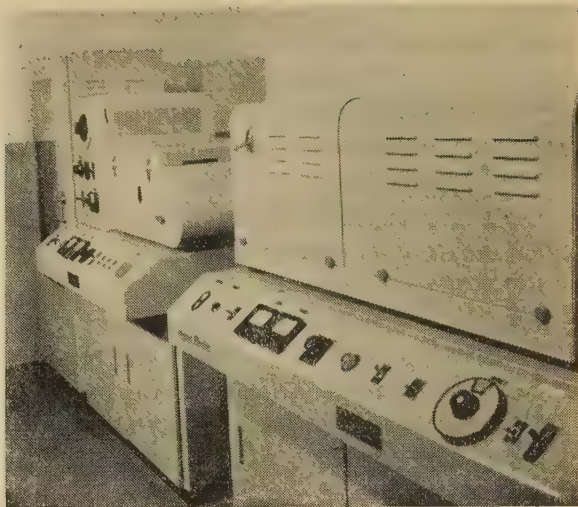
の解記録表示を行なえば容易に求める $X=f_i(t)$ のフー
リエ・スペクトラムが得られる。なお式(16)のスペクトラ
ム信号を自乗特性をもつアナログ演算回路に加えれば、
いわゆるエネルギー・スペクトラムが容易に得られる。

新しいデータ処理機械

MERIAC-1-F

について

(Ⅱ)



(左) 出力装置, (右) 入力装置

降 篠 常 雄*

§ 3. 構成と性能

第4図に入力装置のブロック・ダイアグラム, 第6図に外観を, 第5図, 第7図に出力装置のそれを示した。これらの装置はそれぞれ独立して作動しうよう考慮され, 大型ラックに収容されて正面パネル中央部の制御卓で少数のスイッチにより単一制御される。能動素子はすべてトランジスタが用いられ, プリント配線によるプラグインユニットで構成されて, ユニット相互の互換性を十分に考慮されている。

入力装置に挿入されるインプット・データは平にしてフィードされ, 長さ制限なく処理できる。その概要は,

Input データ紙巾: 150mm~50mm, 任意

走査幅: 120mm~30mm, //

走査軌跡: 直線状

光点径: $\frac{3}{4}$ mm

標本化間隔: 1mm, 2.5mm, 5mm, 可変

振幅読取精度: 1.5% Full Scale

本機にかけるインプット・データはすべて Rectilinear タイプの曲線である事を原則とする。Curvilinear タイプの曲線の場合には読取り誤差を生じ, 場合によっては機械が読取り不能をおこすことがある。Rectilinear 曲線以外のすべての曲率半径をもつ一般の場合にも適用しうるためには, 別に考案した電子スキャナ装置によらなければならない。

またインプット・データ紙上で対象の曲線, $x=f(t)$ と混同しやすい目盛や, 汚れなどのないことを原則とするが, もし曲線と目盛のインキの色位相がいわゆる色彩

空間で定義される基本ベクトルの相互関係をそれぞれ保っておれば, 仮にそのような色の目盛がデータ紙上に刻まれていても実用上は光学的比を十分支障ないまでに改善して分析操作上に及ぼす S/N 目盛の雑音的效果を取りのぞくことができる。実際に MERIAC-1-F の Input データ用紙は一般の使用も考慮して使用に便利な目盛が切られている。

インプット・データ上の現象振幅の読取り精度は所定範囲内の任意の Full scale の 1.5% で, これをさらに精密にすることはもとより可能であるが現在のところは一応十分である。標本化間隔は対象の性質, および場合によっては分析の目的に応じて3個のレンジのいずれか一つを撰択し使用する。アウト・プットのテープさん孔速度は毎秒8標本値, すなわち48ビット/秒である。

出力装置の主要な諸元は,

分析可能なさん孔テープ長: 0.5m~5m 可変

テープ速度: 150cm/sec

走査周波数範囲: 7700c/s~7999c/s

フィルター Pass Band: 8000c/s $\pm 1 \sim 5$ c/s

掃引速度: $\frac{1}{2}$ c/s 毎秒; 1c/s 毎秒可変

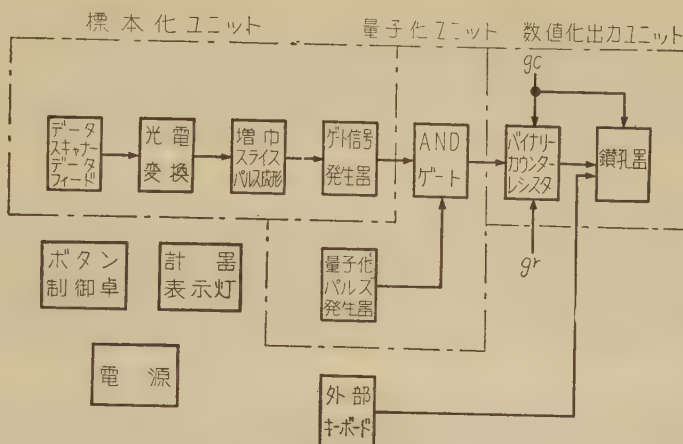
これらの常数によりいろいろのインプット・データの処理にあたって分析する周期範囲とそれに必要なデータ長(資料数), Scale factor, 周期目盛, 分析誤差, 所要時間などを予め算出し計画を立てることができる。これを一般にならってプログラミング(註)と呼んでいる。

MERIAC-1-F によると海の波の自記記録の一つはおよそ次の要領で分析される。

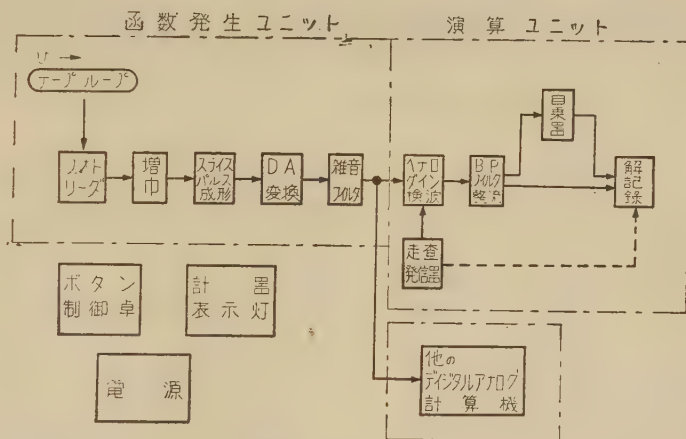
Input データ長: 20分間連続記録

分析周期範囲: 2秒~120秒

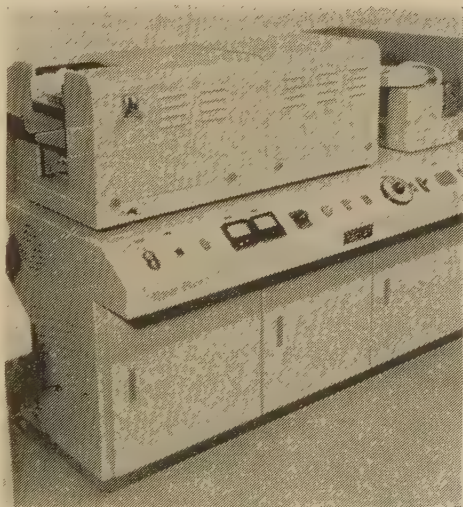
* 気象庁気象研究所海洋研究部研究官



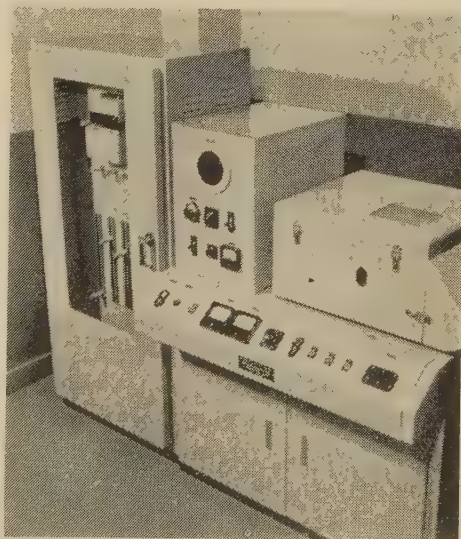
第4図 入力装置ブロック図



第5図 出力装置ブロック図



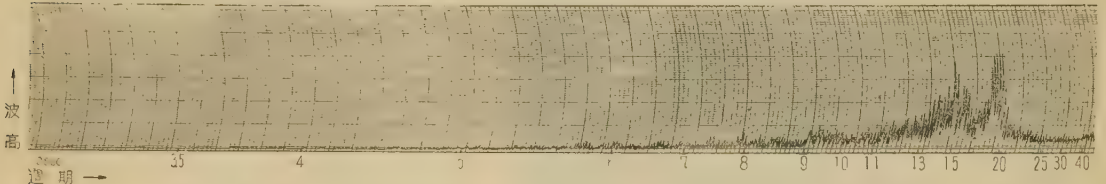
第6図 入力装置 (MERIAC-1-F-100)



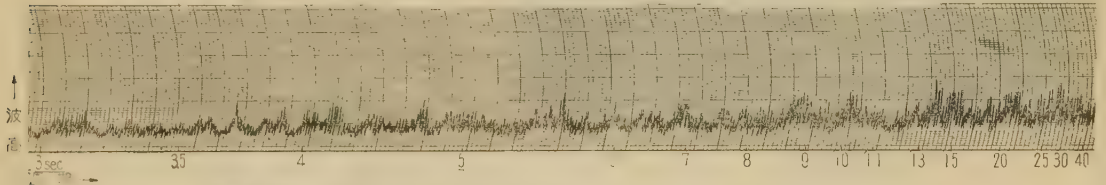
第7図 出力装置 (MERIAC-1-F-200)



第8図 矩形波テスト・ルーチンのスペクトラム；(周波数30c/s) 相当



第9図 1958年台風21号による、海の波のスペクトル；(中心が遠い場合)



第10図 台風中心部における海の波のスペクトル；(1958-No.21)。

振幅分析精度 : 1.5% Full scale

周期分析精度 : 1%以下

分析所要時間(全処理) : 6分間

この分析所要時間は Manual 計算(タイガー計算機使用)による場合とくらべておよそ1万数千分の一に短縮されている。

§ 4. 結 言

このデータ処理装置を使って実際にインプット・データで与えられた矩形波(テスト・ルーチン用)、および海の波の自記記録(Original date)を分析した例を第8図～第10図に示した。テスト・ルーチンによる検査の結果は極めてよく理論値に一致している。

さて MERIAC はいわゆる IDP 方式を直ちに遂行することができる特徴をもっている。すでに明らかなように入力装置のアウト・プットは6単位電信さん孔テープで与えられるから、このテープの内容を即座に電信回線にのせて距離に関係なく他の地点に至短時間内に伝達することができる。

換言すれば、インプット・データ $x=f(t)$ の情報は既設の伝送路により、その伝送路に特有の情報伝達形式を媒介として伝送路でつながった任意の点に誤りなく伝達することが可能である。故に多くの伝送路上の点からそれらのうち指定された1個、または、特定数の点に同時に情報を集中伝達せしめることも可能である。伝送路上で情報に混入すると考えられる雑音は予め情報に Error correcting code のモードを与えておくことによってその影響を完全に排除できる。

われわれはこのような立場において近い将来建設すべき海の波の Routine 観測網上で、日々の海の波の予報を最も能率よく遂行するため必要な多数点間の情報交換、統合に適するものとして、Cluster-メソッドと名づける IDP 用伝送路網を案出した。これによれば散在する遠隔の観測所からすべて20分間の波の記録の生のデータが、およそ60秒以内で予報・解析センターに伝達され、総合的に分析処理されることになる。

この機械は第一回の試作が完成したばかりでさらに改良すべき点が少ない。しかしそれにもかかわらず、極めて有用であることが実用試験において確められ、しかも稼動に当ってすこぶる安定な動作を示している点は深く悦びに耐えない次第である。本機は試験期間中に多数の波のデータの処理を行なったほか、地盤沈下の研究資料をはじめ、数十年間にわたる気象、ならびに海洋調査資料の周期分析とさらに臨床医学関係のメディカル・エレクトロニクス資料の多数の処理をも行なった。

終りに当って本機の完成に終始絶大な援助と協力をおしめなかった日本電気株式会社に深甚の謝意を表する次第である。

〈参考文献〉

- 1) 降旗 : “自動スペクトラム計算機 MERIAC-1-F について”
日本海洋学会年会, 昭和34年4月8日講演
- 2) 降旗 : “新しい自動データ処理機械 MERIAC-1-F について”
応用推計学雑誌(気象と統計),

- 3) 降旗, 西田 : “スペクトラム計算機 MERIAC-1-F について”

電気通信学会誌, Vol. 42, No. 11 (1959)

- 4) M. Nakano : “A Wave Recorder and Wave Analyser Recently Devised in the Oceanographic Laboratory, Meteorological Research Institute, Tokyo.”

International Conference on Oceanography, New York, ; September, (1959) で紹介講演 ; 内容は Memorandum に掲載発表(未出版)。

- 5) T. Furuhashi : “A New Analog-Data Processing Machine MERIAC-1-F.”
Papers in Meteorology and Geophysics, Japan に発表予定。

- 6) 降旗 : “自動スペクトラム計算機 MERIAC-1-F の誤差について”, 日本海洋学会年会, 昭和34年10月28日講演。

(註) Appendix : MERIAC の利用についての照会が, 主にデータ・コンパイルを含むプログラミングにあることからそれについて要点を述べよう。

- i) インプット・データについて次式が成立する。

$$L = \Gamma \cdot T = \Gamma \cdot \Delta s (Q-1).$$

L はデータの長さ, T は一般に *Population* で考えたデータの大きさ, Γ は *Scale factor* である。式はデータの曲線(太さ0.3mm以上; 赤または黒色)が間隔 Δs の標本値, Q 個をつないで人為的に作られた場合も含んでい

る。データ上の最小波長を λ_r , その “Period” を T_r とすれば,

$$\lambda_r = \Gamma \cdot T_r \geq 2\Delta s.$$

$$\text{or, } T_r \geq \frac{2\Delta s}{\Gamma}.$$

条件(1):

$$\text{ただし Machine-Sampling interval, } \Delta s = \begin{cases} 1.0\text{mm,} \\ \text{or, } 2.5\text{mm,} \\ \text{or, } 5.0\text{mm.} \end{cases}$$

を満たすよう Δs , または Γ を決める必要がある。データ L の情報は MERIAC-1-F-100 で長さ ℓ ,

$$\ell = \left(\frac{L}{\Delta s} + 1 \right) \frac{1}{400},$$

の OUTPUT テープに変換される。 ℓ (米単位) は,

$$\text{条件(2): } 0.5 \leq \ell \leq 5.0$$

を満たさねばならない。でなければ元のデータにもどって工夫を必要とする。

ii) 次に解記録紙上にえられたスペクトラムで N-番目の線スペクトルの *Machine-gauge Frequency* を f_n とすると “Period,” T_n は,

$$T_n = \left(\frac{1.5}{\ell} \right) \frac{T}{f_n} \dots\dots\dots (1')$$

から計算で求めることができる。次にスペクトルの強さ S_n は, インプット・データ上の等価振幅を X_n , 走査幅 W_j に対するスペクトル密度係数を P_j とするとき,

$$S_{nk} = \left(\frac{W_j}{W_k} \right) \cdot P_j \cdot X_n = \left(\frac{W_j}{W_k} \right) \cdot S_{nj},$$

の関係により任意の幅 W_j から基準の幅 W_k の基準化スペクトル, S_{nk} に *Normalization* される。この場合データ上の振幅の単位が何であっても *Gaugefactor* δ ,

$$\delta = P_j \left(\frac{W_j}{W_k} \right) \dots\dots\dots (2')$$

でスペクトルに対応がつけられる。機械の分解能の点から線スペクトルは, $\Delta f = 2^\circ/\text{s}$ 内の最大値をもって幅 Δf の中心周波数の値とする。(完)

